

Министерство образования и науки Российской Федерации
ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет»

Г. А. ВОРОБЬЕВА

**ПОЧВА КАК ЛЕТОПИСЬ
ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ ПРИБАЙКАЛЯ
(проблемы эволюции и классификации почв)**

Монография



УДК 631.4(571.5)
ББК 40.3(2P54)
В75

*Печатается по решению редакционно-издательского совета
биолого-почвенного факультета Иркутского государственного университета*

Р е ц е н з е н т ы:

доктор геолого-минералогических наук *К. Г. Леви*

доктор биологических наук *В. И. Убугунова*

*Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы
«Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг.,
государственные контракты № П 363, П 52 и при поддержке Российского фонда
фундаментальных исследований, проект 10-05-01070*

Воробьева Г. А.

В75 Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв : монография / Г. А. Воробьева. – Иркутск : Изд-во. Иркут. гос. ун-та, 2010. – 205 с.

ISBN 978-5-9624-0442-4

Специфика почв Прибайкалья, отмечаемая всеми исследователями на протяжении XX века, рассматривается в монографии с палеогеографических позиций. Показана сложность строения почв, наличие в их профиле множества реликтовых черт и возможность расшифровки особенностей строения, состава и свойств почв с помощью педологического, стратиграфического и событийного подходов. В работе предпринята попытка корреляции почв региона по правилам прежней и новой общегосударственной Классификации почв-2004.

Монография будет полезна студентам-почвоведом при изучении серии дисциплин, среди которых: Основы почвоведения, География почв, Картография почв, Генезис и эволюция почв, История и методология почвоведения. Изложенные в книге материалы по колебаниям климата и эволюции ландшафтов будут интересны студентам-биологам и экологам, изучающим дисциплины: Учение о биосфере, Науки о Земле, Экологический мониторинг и др.

Монография предназначена для почвоведов и других специалистов, интересующихся эволюцией природной среды Прибайкалья: археологов, геологов, географов, экологов, биологов.

Библиогр. 115 назв. Табл. 27. Ил. 34.

УДК 631.4(571.5)
ББК 40.3(2P54)

ISBN 978-5-9624-0442-4

© Воробьева Г. А., 2010

© ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет», 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Часть I. ПОЧВЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ СКВОЗЬ ПРИЗМУ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ	
Глава 1. МЕТОДОЛОГИЯ	10
1.1. Методологические подходы в изучении почв и кайнозойских отложений.....	11
1.1.1. Педолитологический подход.....	11
1.1.2. Событийный подход	14
1.1.3. Стратиграфический подход.....	17
1.2. Стратиграфические исследования.....	19
1.2.1. Климатостратиграфия верхнего плейстоцена Прибайкалья	19
1.2.2. Климатостратиграфия голоцена Прибайкалья	27
1.3. Проблема верификации в генетическом почвоведении	31
Глава 2. СЛЕДЫ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ В ПОЧВАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ	34
2.1. Криогенные явления в почвах региона	34
2.1.1. Современный криогенез	34
2.1.2. Следы палеокриогенеза	35
2.2. Следы сейсмотектонических событий позднеплейстоценового и голоце- нового времени.....	39
2.2.1. Следы сейсмических событий в почвах Иркутска.....	39
2.2.2. Следы сейсмотектонических событий в плейстоцен-голоценовых отложе- ниях долины р. Белой.....	48
2.3. Феномен рубежа плейстоцена – голоцена и его проявление в почвах Прибайкалья	54
Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СИНЛИТОГЕННЫХ ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЬЯ С ПОЗИЦИЙ ПЕДОЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ.....	61
3.1. Вопросы генезиса и стратиграфии.....	61
3.1.1. К вопросу классификации синлитогенных почв	61
3.1.2. Синлитогенные почвы: продолжительность фаз почвообразования.....	63
3.1.3. Климатические сигналы в разрезах синлитогенных почв.....	64
3.2. Синлитогенные почвы Прибайкалья как летопись природно- климатических событий голоцена	70
3.2.1. Стратифицированные делювиальные почвы подножий склонов	70
3.2.2. Стратифицированные делювиальные почвы конусов выноса	74
3.2.3. Аллювиальные почвы долины р. Белой.....	84
3.3. Колебания климата голоцена по педолитологическим данным	94
3.3.1. Рубеж плейстоцена и голоцена.....	94
3.3.2. Ранний голоцен	95
3.3.3. Средний голоцен.....	97
3.3.4. Поздний голоцен.....	98
Глава 4. ПОЛНОРАЗВИТЫЕ ПОЧВЫ КАК ЛЕТОПИСЬ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА.....	103
4.1. К проблеме синлитогенного и постлитогенного почвообразования	103
4.2. Почвы на террасах и пологих склонах	105

4.2.1. Черноземы.....	107
4.2.2. Серые лесные почвы.....	110
4.3. Почвы на вершинах увалов и привершинных поверхностях.....	111
4.4. К вопросу о возрасте гумусового горизонта полноразвитых почв.....	113
4.5. К истории представлений об эволюции и полигенетичности почв.....	114

Часть II

ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЯ

Глава 5. ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ПОЧВ РЕГИОНА.....	118
5.1. Общая ситуация.....	118
5.2. Проблемы классификации и номенклатуры почв Иркутской области в историческом контексте.....	120
5.3. Краткая характеристика природно-климатической обстановки Иркутской области.....	125
5.3.1. Орoграфия.....	125
5.3.2. Геология.....	126
5.3.3. Климатические особенности.....	127
5.3.4. Растительность.....	128
5.4. Систематический список почв Иркутской области и его корреляция с Классификацией-2004.....	131
Глава 6. ПОЛНОРАЗВИТЫЕ ПОЧВЫ ПОД ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ: НОМЕНКЛАТУРА, КЛАССИФИКАЦИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ.....	135
6.1. Холодные таежные почвы.....	136
6.1.1. Термины.....	137
6.1.2. Особенности строения и свойств холодных почв.....	139
6.1.3. Отдел криометаморфические почвы.....	140
6.1.4. Отдел криогенные почвы.....	141
6.1.5. Отдел альфегумусовые почвы.....	142
6.1.6. Почвы северной части Иркутской области и их корреляция с Классификацией-2004.....	142
6.2. Лесные почвы (южная тайга, лесостепь).....	145
6.2.1. Подзолы (По).....	145
6.2.2. Подзолистые (П) и дерново-подзолистые (П ^д) почвы.....	148
6.2.3. Серые лесные почвы (Л).....	151
6.2.4. Дерновые лесные почвы (Дл).....	157
6.2.5. Дерново-карбонатные почвы (Дк).....	160
Глава 7. ПОЧВЫ ПОД ТРАВЯНИСТОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ.....	166
7.1. Почвы остепненных пространств.....	166
7.1.1. Черноземы (Ч) и лугово-черноземные (Чл) почвы.....	166
7.1.2. Дерновые степные почвы (Дст).....	170
7.1.3. Кашиановые (К) и лугово-кашиановые (Кл) почвы.....	171
7.2. Почвы повышенного увлажнения.....	177
7.2.1. Луговые (Лг) и лугово-болотные (Бл) почвы.....	179
7.2.2. Группа типов болотных почв.....	182
7.2.3. Аллювиальные почвы.....	187
Заключение.....	193
Библиографический список.....	198

ПРЕДИСЛОВИЕ

Обычная почва зачастую является «необыкновенным» объектом исследования, более сложным и гораздо более интересным, чем представления о ней, трактуемые в традиционном почвоведении.

В монографии представлены результаты исследований «современных» (дневных) почв и рыхлых отложений Прибайкалья* со стратиграфических и педолитологических позиций. Методология исследований разрабатывалась автором при изучении разрезов широкого возрастного спектра – от позднего миоцена до современности. Исследования, как правило, носят междисциплинарный характер.

Почвы региона рассматриваются как объекты, содержащие разнообразную информацию. В монографии сделана попытка проиллюстрировать разные ее аспекты.

В последние годы интерес к почве как информационной системе значительно возрос. Доказательством активизации внимания к этой проблеме является книга «Память почв» (2008) – первая коллективная монография подобного рода, которая, как заявляют сами ответственные редакторы, «представляет собой по возможности полный сегодняшний срез теоретического и эмпирического состояния концепции памяти почв» «или, несколько забегаая вперед, – информационной функции почв в природе и обществе». Важность поднимаемой проблемы обозначена уже в предисловии книги: «Изучение памяти почв и поведения почв во времени – точка роста генетического почвоведения» (Таргульян, Горячкин, 2008).

Данная монография посвящена той же проблеме. При этом почва рассматривается не столько как «память о себе» – память о своем прошлом, сколько как летопись природно-климатических событий – как запись информации об окружающей среде: климате, ландшафтах, особенностях осадконакопления, сейсмотектонических и других процессах, событиях и явлениях разного ранга, генезиса, возраста, силы и продолжительности.

Возможность взглянуть на обычные полноразвитые почвы Прибайкалья (черноземы, дерново-подзолистые, серые лесные и др.) с нетрадиционных позиций появилась у автора только после разработки детальной стратиграфии субаэральных разрезов верхнего плейстоцена и голоцена. Что же показал этот новый взгляд?

*Термин «Прибайкалье» используется в двух вариантах: 1. Прибайкальем называют территории, прилегающие к Байкалу, при этом различают Западное Прибайкалье и Восточное Прибайкалье. 2. Территории, расположенные к западу от Байкала обычно называют Прибайкальем (или Предбайкальем), а территории к востоку от Байкала – Забайкальем.

Термины Прибайкалье и Забайкалье являются наиболее распространенными, поэтому в данной работе мы придерживаемся именно такого их значения. Под Прибайкальем мы понимаем территорию, расположенную в южной части Восточной Сибири, в пределах Среднесибирского плоскогорья. На юго-западе Прибайкалье ограничивают горы Восточного Саяна, на востоке – акватория озера Байкал. В административном отношении Прибайкалье совпадает с территорией Иркутской области, за исключением ее крайне северных и крайне западных районов.

Оказалось, что профили подавляющего большинства «современных» полноразвитых почв представляют собой систему стратифицируемых литологических слоев (почвенных горизонтов) голоценового возраста, залегающих зачастую на стратифицируемых литологических слоях сартанского возраста. В верхней части почвенного профиля (горизонтах А–В) мощностью 60 ± 20 см закодирована история развития природно-климатической обстановки последних 10 тыс. лет. Расшифровка летописи этих событий дает представление о сложной картине становления «современного» почвенного покрова региона и эволюции природной обстановки. В этом контексте стратиграфия приобретает статус связующего звена между декларируемым в почвоведении фактором времени и исторической конкретикой каждого почвенного профиля.

Монография состоит из двух взаимодополняющих частей разной направленности. Первая часть имеет теоретическую направленность, вторая – научно-производственную.

В первой части работы излагается методология исследований и рассматриваются результаты изучения почв с позиций стратиграфии и событийного подхода. На конкретных примерах показывается, что в каждом почвенном разрезе, геологическом шурфе, траншее, зачистке, скважине или археологическом раскопе в зашифрованном виде содержится удивительно интересная и важная информация. Надо только научиться понимать «язык природы». Цель первой части – показать, как можно расшифровать особенности состава и строения самобытных почв Прибайкалья.

В связи с редкостью использования методов стратиграфии и событийного подхода в изучении современных почв Прибайкалья данная монография имеет не только научную, но и образовательную направленность. Поэтому автор счел возможным более подробно останавливаться на тех вопросах, которые имеют недостаточное освещение в почвоведении.

Выполненные автором исследования позволяют рассматривать почвы как определенные биокосные системы, элементами (подсистемами) которых являются конкретные гетерогенные и гетерохронные почвенные горизонты, закономерно сменяющие друг друга по вертикали и простираю. Почвенный профиль при этом рассматривается как стратифицированная система почвенных горизонтов, некогда формировавшихся на дневной поверхности, а затем погребенных под более молодыми образованиями, но жизненно связанных с последними. Автор считает, что изучение возраста горизонтов, входящих в понятие «почвенный профиль» – ключ к решению многих задач генетического почвоведения. Автор с удовлетворением отметил схожесть собственных взглядов со взглядами И. И. Лебедевой и В. Д. Тонконогова (2008, с. 180): «Горизонты, слагающие почвенный профиль, являются достаточно автономными элементами педосферы. В этой связи память почвенного профиля в целом представляет собой комбинацию памяти слагающих его генетических горизонтов».

Предлагаемая нами интерпретация событий педогенеза расходится с общепринятой позицией, основанной на концепции эпигенетического почво-

образования. Несмотря на появление все новых приверженцев гипотезе широкого распространения сингенетического почвообразования, эта гипотеза находится в тени. По нашему мнению, сложившаяся ситуация связана не с отсутствием фактов, подтверждающих распространение сингенетического почвообразования, а с отсутствием такого направления поисков.

Традиционное почвоведение и педолитология, рассматривающая почвы как летопись природных событий, не заменяют, а взаимодополняют друг друга и представляют двуединую систему для изучения эволюции почвенного покрова и почвы как биокосного информационного компонента биосферы.

Доказательством такого отношения автора к традиционному почвоведению является вторая часть монографии. Назначение второй части – помочь специалистам, занимающимся почвенным картографированием и прикладным почвоведением, в переводе номенклатуры почв и таксонов старой Классификации-1977 в новую номенклатуру и таксономию Классификации-2004. Как бы ни были сложны почвенные тела, их требуется классифицировать по общепринятой методике, легко доступной пониманию специалистов.

В основе второй части работы находится «Систематический список почв южной (освоенной) части Иркутской области», составленный автором в 1980–1990-х годов и адаптированный к научно-производственным задачам. Систематический список почв региона создан на основе общесоюзных классификаций почв, легенд мелкомасштабных почвенных карт, классификаций почв, используемых в Иркутской области при крупномасштабном почвенном картографировании: Классификация и диагностика..., 1977; Указания по классификации..., 1967; Систематический список почв Иркутской области, принятый в системе ВОСТСИБГИПРОЗЕМ; Программы почвенной карты СССР, 1972; Классификации к «Почвенной карте Мира» ФАО/ЮНЕСКО, 1962; Проект легенды к новой «Почвенной карте Мира», 1989.

В связи с научно-производственной и учебно-образовательной направленностью второй части работы автор посчитал своей обязанностью, как можно более ясно изложить существующие представления и познакомить пользователей с расширенным списком почвенной номенклатуры. Определения терминов и их переводы на английский язык даны в основном по энциклопедическому словарю почвенной номенклатуры «Почвенная номенклатура на русском и иностранных языках» (1974). Кроме того, использованы следующие основные литературные источники: Англо-русский почвенно-агрохимический словарь, 1967; Классификация почв России, 2004; Почвенная номенклатура на русском и иностранных языках, 1974; Почвоведение : в 2 ч. Ч. 2, 1988; Почвы СССР, 1979; Терминологический словарь по экологии, геоботанике и почвоведению, 1988; Тимофеев Д. А., Втюрина Е. А. Терминология перигляциальной геоморфологии, 1983; Толковый словарь по почвоведению, 1975; Шишов Л. Л., Соколов И. А. Генетическая классификация почв СССР, 1989.

Автор выражает признательность и глубокую благодарность коллективу кафедры почвоведения во главе с ее заведующей – доцентом Граниной Н. И. за помощь при подготовке данной монографии к изданию, за атмосферу об-

щего интереса и творческого напряжения в течение процесса подготовки. Особую благодарность автор выражает Н. В. Вашукевич за инициативу создания данной монографии и самое активное содействие процессу ее опубликования, С. Л. Куклиной и П. Н. Ребрикову, взявшим на себя хлопоты по компьютерной обработке наиболее сложных иллюстраций. Автор высоко ценит вклад сотрудников кафедры Е. В. Гулевича, Н. В. Горбуновой, Е. Хадеевой, Н. В. Широковой, аспиранта О. Г. Николаевой в подготовку иллюстративного материала к изданию. Автор благодарит всех специалистов разного профиля, чьи фотоматериалы использованы для иллюстрирования данного издания: почвоведов (Мартынову Н. А., Лопатовскую О. Г., Козлову А. А., Киселеву Н. Д.), археологов (Н. Е. Бердникову, Г. И. Медведева, И. Л. Лежненко, М. П. Аксенова, А. Weber), геологов (В. Д. Маца).

Особую благодарность автор выражает декану биолого-почвенного факультета профессору, д-ру биол. наук Матвееву А. Н., а также спонсорам, содействовавшим изданию данной книги: Лозовской Т. Н., Часовитиной О. Л., Попову А. В., Ражеву А. А., Турманаули М. Л., Стерховой И. В.

Часть I

**ПОЧВЫ ПРИБАЙКАЛЯ
СКВОЗЬ ПРИЗМУ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ**

*Также и времени нет самого по себе, но предметы
Сами ведут к ощущенью того, что в веках совершалось,
Что происходит теперь и что воспоследует позже,
И неизбежно признать, что никем ощущаться не может
Время само по себе, без движения тел и покоя...*

Тит Лукреций Кар
«О природе вещей», I в. до н. э.

Глава 1. МЕТОДОЛОГИЯ

При рассмотрении вопросов генезиса, эволюции и классификации почв, современные (дневные) почвы крайне редко рассматриваются с позиций палеогеографии и стратиграфии. Такой подход обычно используется в основном только при работе с палеопочвами.

По целому ряду проблем генетического почвоведения приводятся в основном концептуальные представления авторов, но на примерах реальных почв проблемы не рассматриваются.

Профессиональное, но слишком сжатое и стандартизированное описание почвенных разрезов обычно не содержит той необходимой информации, которая требуется для решения генетических задач. Эти описания слабо пригодны и для образовательных целей. Если сравнить стандартные описания почвенных разрезов со строением разрезов на качественной фотографии, то поражает значительная степень замалчивания особенностей состава и строения почв, визуально хорошо выраженных в средних и нижних частях их профиля.

Для систематического наращивания знаний и преемственности работ необходима качественная фактографическая основа, не игнорирующая те факты, которые оказались непонятными или как бы ненужными для излагаемой автором мысли.

Известно, что наибольшего внимания в науке заслуживают не сами правила, а отклонения от них. Исследование этих отклонений и является «двигателем прогресса», именно эти исследования играют конструктивную роль в развитии методологии любой науки. К сожалению, почвоведение следовало по другому пути – все втискивалось в «прокрустово ложе» общепринятых концепций и классификаций. Замалчивались путем упрощения и обобщения или просто игнорировались все отклонения от «принятых правил». Такое дублирование не прибавляло знаний, тормозило выход за пределы «известного».

Особенности строения так называемых «современных» почв Прибайкалья не объяснимы без привлечения междисциплинарных методов исследования, без расшифровки информации, сохранившейся в почвенном профиле, о событиях недавнего и отдаленного прошлого. Однако ординарные почвенные разрезы не могут помочь в решении подобных задач в силу ограниченности информации, находящейся на небольшой по площади передней стенке разреза, которая более или менее тщательно исследуется почвоведом. Эту информацию можно сравнить разве лишь с каким-то обрывком текста. Поэтому большинство исследований выполнено нами при детальном изучении масштабных разрезов на геологических объектах (ГАО) Прибайкалья – раскопах, траншеях, шурфах, и при изучении стенок карьеров и обнажений.

Работа на подобных объектах опиралась на принцип интеграции, где ни одна из сторон исследований – ни гуманитарная, ни естественнонаучная не выступает по отношению к другой ни ведущей, ни вспомогательной дисципли-

линой. Появление такого принципа интеграции в археологии, почвоведении, геологии является симптомом новой общенаучной парадигмы (Преображенский, 1993; Бердникова, Воробьева, 2002; Воробьева, Бердникова, 2003).

Известно, что почва – один из основных компонентов природной среды, адекватно отражающих ее состояние. Это понимание находит свое подтверждение в таких образных выражениях, как «Почва – зеркало ландшафта» (В. В. Докучаев) и «Почва-память ландшафта» (В. О. Таргульян). В развитие этих идей мы рассматриваем почву как летопись различных природных событий, т. е. речь идет не только о ландшафтах, но и о разнообразных событиях и их координации в пространстве и времени.

1.1. Методологические подходы в изучении почв и кайнозойских отложений

Методология исследований почв Прибайкалья базируется на междисциплинарном интегральном педолитологическом подходе, разрабатываемом автором с 80-х годов XX века. Педолитологический подход в широком смысле – это комплекс подходов, основными частями которого являются собственно педолитологический, событийный и стратиграфический подход.

1.1.1. Педолитологический подход

Под педолитологическим подходом мы понимаем совокупность методов почвоведения и литологии в комплексе с другими приемами и методами, применяемыми для расшифровки генезиса рыхлых толщ отложений, реконструкции палеосреды и стратиграфической последовательности событий (Воробьева, 2002, 2004). Педолитологический подход (метод) применяется для раскрытия эволюции почв, природной среды, климата, для хроностратиграфических построений, для выявления катастрофических событий. Выбранные цели и задачи определяют направление исследований: генетическое, климатостратиграфическое, геоморфологическое и др. Сущность подхода – комплексное применение междисциплинарных методов исследования, но это не просто более обширная сумма полученных знаний, а принципиально новые знания, качественно новый их уровень.

Педолитологический метод разрабатывается автором (Воробьева, 2002; 2004) на основе изучения разрезов «современных» почв, «почвообразующих» пород, погребенных разновозрастных палеопочв и разделяющих их рыхлых отложений. Метод апробирован на многих сотнях почвенных разрезов, геoarхеологических объектах (раскопов многослойных и однослойных стоянок, погребений), а также на объектах широкого возрастного диапазона – от разрезов отложений финала миоцена и нижнего плиоцена до разрезов исторического городского культурного слоя (Воробьева, Мац, Шимараева, 1987; 1995; Воробьева, Бердникова, 2003в; Воробьева, Бердникова, Лежненко, 2007).

Принципиальные отличия педолитологического подхода от других, обычно используемых почвоведомы, заключается в следующем.

1. Морфогенетическая диагностика дается не только почвам, но и всем слоям вскрытой толщи рыхлых отложений.

2. В строении разреза выявляются зашифрованные сигналы природных и антропогенных событий.

3. Толща изучаемых отложений стратиграфически расчленяется на возможно более детальные подразделения.

4. Основу исследований составляет полевая работа по изучению строения разрезов, в связи с чем, выводы, сделанные непосредственно в поле, составляют основу всей информации; аналитика лишь уточняет их корректность, тогда как при других подходах часто доминирует информация, получаемая аналитическим путем.

Педолитологический подход можно считать междисциплинарным. Он базируется на следующих позициях.

– на представлении о почве как о «зеркале ландшафта», «памяти ландшафта», которое складывалось еще со времен В. В. Докучаева, но интенсивно развивается с введением понятий «почва-память» и «почва-момент», сенсорность и рефлекторность почв (Соколов, Таргульян, 1976; 1977) и разработкой концепции памяти почв (Таргульян, 2005, 2008);

– на представлениях о фациях и фациальном анализе, положенном в основу принципов и методов литологии, на разработках седиментологии (Селли, 1981; Лидер, 1986; Методическое..., 1987);

– на событийном подходе (Бердникова, Воробьева, 2002; Воробьева, Бердникова, 2003а, 2003б), т. е. на обнаружении и расшифровке следов многоплановых и разномасштабных событий (от глобальных до локальных и точечных на макроуровне, до следов событий на мезоморфологическом и микроморфологическом уровне).

Принципиальные отличия педолитологического метода от традиционного почвенного заключаются в анализе почвенного профиля как стратифицируемого геологического тела и в событийном подходе к исследованию строения почвенного профиля. Исследование свойств почв и разделяющих их отложений проводится по единой методике, с применением единых методов анализа. Для педолитологического метода характерно тщательное исследование не только почв ненарушенного строения, но и педоседиментов и других педогенных дериватов и выяснение причин деформаций и разрушений почвенного профиля.

В отличие от литологического метода (фациального анализа), оперирующего преимущественно субаквальными образованиями значительной мощности и древности, педолитологический метод нацелен на изучение плаща неоген-четвертичных субаэральных отложений, причем главными объектами исследования являются наиболее молодые верхнеплейстоцен-голоценовые образования. Другое существенное отличие педолитологического метода – в необходимости максимально детальной расшифровки строения разрезов, т. е. в информационном плане литологическая часть пе-

долитологического метода не эквивалентна традиционному фациальному анализу.

Согласно учению о фациях осадочные накопления (субаэральные и субаквальные) отражают обстановку осадконакопления, а через нее и ландшафты. Эти идеи были сформулированы еще в XIX веке. В их разработке принимали участие В. В. Докучаев и А. П. Павлов, позднее их развивали В. И. Вернадский, Ю. А. Жемчужников, В. И. Попов, Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов, Г. Ф. Крашенинников и др. Важнейшая задача учения о фациях заключается в реконструкции палеогеографических условий осадконакопления. Главный методический прием, используемый для решения этой задачи – фациальный анализ, первоочередным этапом которого является установление генетического типа отложений.

В целом можно отметить: 1) схожесть задач, решаемых почвенными методами и фациальным анализом рыхлых неоген-четвертичных отложений; 2) идентичность методологической основы их решения, в качестве которой и в том и в другом случае используется принцип актуализма. Это определяет возможность комплексного использования методов почвоведения и литологии, дополняющих друг друга в исследовании проблемы палеосреды, тем более что почва в классическом ее понимании является одним из элементов геологического разреза. Следовательно, весь разрез рыхлых отложений, включая дневные и погребенные почвы, можно рассматривать в его целостной структурной организации как зеркало сменяющихся во времени ландшафтов, как летопись ординарных и неординарных событий, обусловленных не только изменениями климата, но и различными геодинамическими процессами. Таким путем достигается реконструкция более полной летописи событий палеоклиматических эпох (и теплых и холодных), а «современные» и ископаемые почвы рассматриваются в контексте всей истории изменения природной среды.

Исследования состава и строения множества разрезов позволяют выявить как общие закономерности в их строении, так и специфические особенности конкретных рыхлых толщ. Каждая специфическая особенность в их строении – закодированный след какого-то события. Расшифровывая эти события и расставляя их в хронологическом порядке, можно одну за другой «прочитывать страницы или отдельные абзацы летописи природы», а, зная закономерности, определить тот природно-климатический фон, на котором происходили эти события. Каждый «прочитанный фрагмент истории» культурных или природных событий имеет значение, поскольку действует как связующее звено для систематики реконструированных событий в хронологическом и пространственном порядке. Так, шаг за шагом мы можем восстановить поток определяющих событий за тот или иной интервал времени, на том или ином участке пространства.

Педолитологический метод реализуется при изучении разрезов, существенно превосходящих ординарные почвенные и по глубине и по протяженности стенок. При изучении шурфов и археологических раскопов педолитологическим методом исследователь обычно имеет дело с выработками глу-

биной 2–4 м и больше, со стенками разрезов, протяженностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, зачистками днищ раскопов на разных стратиграфических уровнях.

Педолитологический метод хорошо «работает» и при более значительном масштабе, когда исследуются обнажения рыхлых пород протяженностью $n \cdot 10 - n \cdot 100$ м, мощностью до 10–20 м. Такие разрезы помогают понять зашифрованную в отложениях летопись природных событий за многие десятки и сотни тысяч лет, проявленных через особенности осадконакопления, педогенеза и криогенеза.

Большие объемы геологических и археологических выработок, огромные площади стенок обнажений требуют замены обычного метода описания, принятого в почвоведении, другими методами, которые давали бы возможность легко кодировать и наглядно демонстрировать обширную информацию. Этим требованиям наиболее соответствуют масштабные цветные рисунки стенок (иногда днищ) разрезов, с указаниями номеров литологических слоев, уровней культурных горизонтов, генезиса отложений, с нанесенной на рисунок информацией (в виде различных значков и индексов) о форме и характере новообразований, включений, о гранулометрическом составе, об особенностях строения, деформациях и т. д. Рисунок сопровождается стратиграфической и масштабной шкалой. Пояснительная записка к рисунку приводится в виде описания сводного разреза и расшифровки этого описания с указанием генезиса каждого слоя (Воробьева, Бердникова, 2003а). Дополнительно прилагаются материалы по фотофиксации строения стенок и днищ раскопов. Главную часть всей информации, получаемой с помощью педолитологического метода, составляет исследование строения разрезов в полевой сезон.

Фактографические данные, полученные с помощью педолитологического метода, дают более корректное представление о генезисе и эволюции «современных» почв региона, а отсюда появляется возможность расшифровки их специфики, что важно для решения проблем как теоретического, так и прикладного почвоведения.

1.1.2. Событийный подход

Задачи событийного подхода – распознавать и расшифровывать разнообразные сигналы, которые природа оставила в почвах и разделяющих их отложениях.

В разрезах толщ рыхлых отложений, в том числе почв, событие выступает как определенное состояние системы или как изменение этого состояния (Бердникова, Воробьева, 2002). Наиболее распространенный вариант – климатообусловленные события. Так, колебания климата приводят к изменениям в характере осадконакопления и почвообразования, к развитию эоловых, криогенных и других процессов, которые фиксируются в разрезах как явления. Таким образом, явление выступает как следствие (след) того или иного события.

Изменению состояния системы соответствует какая-либо граница – резкая или постепенная в зависимости от резкости климатических колебаний. Эти границы идут субпараллельно поверхности рельефа и разделяют слои с разными литологическими свойствами. Педогенез маскирует, а затем частично или полностью уничтожает эти границы, поскольку миграция веществ в почвах идет преимущественно в субвертикальном направлении. Криогенез также способствует деформациям и уничтожению границ.

В климатостратиграфии и палеогеографии последовательность климатообусловленных событий выступает как средство организации времени, в генетическом почвоведении – как указатели общего тренда в эволюции почв. Значимые события могут рассматриваться в эволюции почв как маркеры этапов эволюции и точки отсчета очередного нуля-момента, поскольку событие – это перерыв в постепенности.

События, могут быть разного масштаба, длительности, генезиса. Например, в разрезах Прибайкалья зафиксированы сигналы глобальных и региональных климатических событий, зашифрованные в виде палеопочв, солифлюксия, лессов, следов криогенеза. В числе локальных климатообусловленных событий – следы наводнений и размывов, оползней, колебаний уровня Байкала и др.

По своему характеру события делятся на ординарные и неординарные. К ординарным событиям можно относить сигналы климатогенно обусловленных изменений. Среди них седиментогенные и другие литологические особенности отложений, характер почвообразования, следы активности биоты, следы развития эоловых процессов и криогенеза.

К неординарным событиям мы относим те, которые спровоцированы какими-то довольно редкими, как правило, стремительными процессами. Особого внимания заслуживают следы катастрофических событий, таких как землетрясения, наводнения, крупные оползни, селевые потоки и т. п. Нередко следы таких событий обнаруживаются «запечатанными» в рыхлых толщах верхнеплейстоцен-голоценовых отложений. Определение стратиграфической принадлежности «запечатывающего» слоя дает возможность датировки неординарного события.

Событийный подход при изучении почв и толщ рыхлых отложений позволяет расшифровывать информацию по истории формирования речных долин, колебаниям уровня озера Байкал и многого другого, что выходит далеко за рамки информации, получаемой при традиционных почвенных исследованиях. Обнаружены даже следы единичных точечных событий, локализованных во времени и пространстве. К ним можно отнести фульгуриты – следы от удара молнии в землю около 12 тыс. лет назад (IV культуровмещающий горизонт стоянки Галашиха в устье р. Белой).

В целом, педолитологический подход, где основным звеном является событие как определенное состояние системы, или изменение этого состояния, позволяет обратить внимание на такие особенности почвенного профиля, которые раньше ускользали из круга теоретического анализа.

Кроме следов климатических событий в разрезах Прибайкалья встречаются и следы эндогенных и геодинамических событий, не связанных с климатом. В числе сигналов эндогенных процессов – следы землетрясений, сейсмообусловленных селей и других катастрофических событий.

Постановка вопроса о следах проявления сейсмических событий в почвах региона актуальна, на наш взгляд, по трем причинам:

- 1) значительная современная сейсмоопасность города Иркутска;
- 2) наличие в Приангарье множества производственных объектов повышенной опасности, что делает изучение следов сейсмогенных событий весьма актуальным и с экологических позиций;
- 3) необходимость идентификации следов сильных землетрясений в прошлом, для использования полученной информации в практических и прогнозных целях.

Педолитологический метод считывания следов сильных землетрясений и датировки этих событий можно рассматривать как перспективное междисциплинарное направление исследований по оценке долговременной сейсмоопасности региона вне Байкальской рифтовой зоны.

В связи с вышеизложенным при изучении разрезов педолитологическим методом особое внимание уделялось выявлению в Прибайкалье следов сейсмогенных событий (микросбросы и микровзбросы, текстуры растяжения и сжатия, щели-трещины, горизонтальные смещения по плоскостям разрывов и др.) и датированию их с помощью детальной стратиграфии. Однако обнаружить трещины и смещения по ним – это только начальная фаза исследований. Далее должен работать специалист, который производит замеры элементов залегания плоскостей трещин, выявляет скрытую трещиноватость отложений, на основе полученных данных строит диаграмму трещиноватости, выявляет сопряженные системы трещин и определяет векторы сжатия и растяжения. Диаграмма, построенная с помощью компьютерных программ, позволяет аргументированно подтвердить или опровергнуть первоначальное предположение об участии тектонических и сейсмических процессов в выявленных нарушениях. Это очень важно, так как далеко не все трещины являются тектоническими – иногда внешне похожий вид может иметь криогенная трещиноватость. Генетическая сущность деформаций, приведенных нами в качестве примеров, была подтверждена сейсмотектониками. Кроме этого, в монографии приведены результаты исследований автора, еще не апробированные сейсмотектониками.

Анализ материалов, полученных автором или при участии автора (К вопросу..., 2005; Тектонические..., 2006; Результаты..., 2006; Погребенные..., 2001), показывает, что сейсмогенные процессы довольно активно развивались в Прибайкалье как в верхнем плейстоцене, так и в голоцене. Следы сейсмотектонических событий запечатаны в почвах и почвообразующих породах, в связи с чем можно говорить о развитии современного почвообразования в условиях разнообразного проявления «живой» тектоники.

В строении верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, верхняя часть которых представлена «современными» почвами, различаются следы двух групп сейсмических событий: сейсмодеформации и сейсмодислокации.

Сейсмодеформации не связаны с подвижками грунта, а обусловлены сотрясениями, приводящими к небольшим нарушениям сложения в виде микросмятий, микросмещений, растяжений и провалов блоков грунта. Сейсмодеформации могут быть похожи на криогенные и оползневые деформации, поэтому сейсмогенная природа таких следов должна быть обязательно подтверждена сейсмотектониками.

Сейсмодислокации обусловлены подвижками грунта по разрывным трещинам, которые в данном случае называются сместителями. Смещения могут быть выражены в виде сдвигов, взбросов, сбросов, надвигов, шарьяжей и др. Интенсивность сейсмодислокаций оценивается по амплитуде смещения разорванных слоев. Вверх по разрезу амплитуда смещения обычно уменьшается. Время сейсмотектонического события определяется по возрасту слоя, перекрывающего (запечатывающего) дислокационную структуру.

Из всего разнообразия видов дислокаций только взбросы однозначно указывают на сейсмотектоническую природу событий. Остальные виды сейсмодислокаций похожи на смещения грунта, которые могут быть следствиями других процессов: криогенных и гравитационных, поэтому здесь также важна диагностика сейсмотектонического события профессионалами.

Педолитологический подход не традиционен для сейсмотектонических исследований, но, как показало сотрудничество почвоведов, археологов и сейсмотектоников (Бердникова и др., 2000; Погребенные..., 2001; К вопросу..., 2005; Тектонические..., 2006; Результаты..., 2006) может быть весьма перспективным. Совместные междисциплинарные исследования предусматривают выявление и изучение сильных землетрясений в прошлом по следам, запечатанным в толщах плейстоцен-голоценовых отложений. Педолитологический подход определяет возможность корреляции сейсмотектонических событий, так как опирается на детальную стратиграфию верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений.

1.1.3. Стратиграфический подход

Цель стратиграфических исследований – установление места каждого выделенного слоя в единой летописи природы. Для того чтобы полученные результаты стали понятны другим исследователям, каждый слой должен быть соотнесен с конкретным стратиграфическим подразделением в стратиграфической шкале, принятой сообществом ученых. При исследовании рыхлых отложений плейстоцена мы опирались на Региональную стратиграфическую схему плейстоцена Средней Сибири, принятую МСК – межведомственным стратиграфическим комитетом (Решения..., 1983), Стратиграфический кодекс (2006), решение МСК о выделении ступеней (Состояние..., 2008), сопоставление подразделений и их возрастных границ с изотопно-кислородной шкалой. Местные стратиграфические подразделения позднего

плейстоцена на уровне подгоризонтов разработаны автором по материалам изучения разрезов субаэральные отложений (Воробьева, 1990). При изучении голоцена использована модифицированная схема Блитта – Сернандера. Все эти схемы построены на климатостратиграфической основе. Однако каждый регион имеет свою специфику изменений климата и соответствующих ему изменений растительности, фауны, почв, процессов субаэрального осадконакопления и криогенеза, в связи с этим в каждом регионе разрабатываются свои более детальные местные стратиграфические схемы.

Для детальной стратиграфии и палеоклиматических реконструкций используют систему методов, в числе которых: палинологический, палеонтологический, палеопедологический, биогеохимический, изотопный и др. Каждый из них имеет свои преимущества и свои минусы.

Принято считать, что наиболее надежная информация при проведении палеоклиматических реконструкций может быть получена с помощью палинологии. Однако в реальности при палинологическом исследовании субаэральных отложений Прибайкалья складывается очень сложная, весьма неоднозначная ситуация. Она заключается в следующем.

1. Как правило, из субаэральных отложений, особенно, если они проработаны почвообразованием, выделяется очень незначительное количество спорово-пыльцевых зерен.

2. Делювиальные и эоловые отложения нередко могут содержать пыльцу и споры, привнесенные из близлежащих размываемых и раздуваемых отложений, имеющих более древний возраст. Проблема загрязнения верхнеплейстоценовых отложений хорошо сохранившейся, но переотложенной пылью подчас встает очень остро. Один из примеров – «теплые» спорово-пыльцевые спектры в сартанских отложениях на конусе выноса в долине Верхней Лены (ГАО Макарово-IV) (Воробьева, 1995).

3. Хороший выход пыльцы могут обеспечивать в основном только субаквальные отложения (озерные и болотные), но эти палинологические данные очень сложно соотнести с наземными разрезами.

Палеопочвы и субаэральные отложения – это объекты наиболее доступные почвоведом для климатостратиграфических исследований. Палеогеографические и палеопедологические методы позволяют реконструировать особенности осадконакопления и почвообразования, изучать климатические сигналы и по ним расшифровывать особенности климата, растительности, условий обитания человека для каждого стратиграфически выделенного слоя.

Многочисленные и разнообразные данные показывают, что субаэральные отложения и почвы несут очень богатую палеоклиматическую информацию, причем более разностороннюю, чем донные осадки. Причина этого в том, что колебания температуры и влажности на суше ощущаются более резко. На эти колебания реагируют все компоненты ландшафта через изменения характера или интенсивности почвенных процессов, криогенеза, эрозии, субаэрального осадконакопления, смену растительности и т. п.

Таким образом, преимущество субаэральных разрезов как объектов для палеоклиматических реконструкций заключается в первую очередь в том, что здесь мы имеем дело с очень разнообразными и при этом «визуализированными» климатическими сигналами, которые можно подтвердить и детализировать с помощью многочисленных разрезов и разнообразного арсенала морфологических и аналитических методов.

Недостаток педолитологических объектов исследования заключается в прерывистости летописи событий, наличии в ней лакун разной продолжительности, что обусловлено стратиграфической неполнотой конкретных разрезов. Для преодоления этого недостатка необходимо создавать модели сводных разрезов отложений. Именно таким образом создавались схема стратиграфии субаэральных отложений верхнего плейстоцена и схемы стратиграфических разрезов голоцена (табл. 1, 2, 3).

В таблицах 1, 2, 3 и в тексте указывается радиоуглеродный возраст отложений (по гумусу почв, костным остаткам, углю из кострищ). В том случае, если в тексте приводятся калиброванные даты из публикаций, автор дает их примерное сопоставление с радиоуглеродными некалиброванными.

1.2. Стратиграфические исследования

1.2.1. Климатостратиграфия верхнего плейстоцена Прибайкалья

В большинстве полноразвитых почв Прибайкалья нижняя часть их профиля представлена верхнеплейстоценовыми образованиями, преимущественно сартанского возраста, редко более древнего. Поэтому представления о стратиграфии сартанских отложений важны для последующего изложения материала. Схема стратиграфии верхнего плейстоцена интересна и с позиций построения прогнозных моделей, поскольку дает представление о принципиальных особенностях почвообразования в теплые интервалы позднего плейстоцена.

В соответствии со схемой, принятой для Средней Сибири, в верхнем плейстоцене региона выделяется четыре горизонта: 1) казанцевский межледниковый (kz), 2) муруктинский ледниковый (mr), 3) каргинский мегаинтерстиадальный (kr), 4) сартанский ледниковый (sr).

Разработка детальной схемы стратиграфии верхнеплейстоценовых субаэральных отложений Прибайкалья базировалась на материалах педолитологического изучения опорных геоархеологических объектов региона, обеспеченных археологическими, радиоуглеродными датировками и находками остатков фауны. Выявленные региональные особенности осадконакопления, почвообразования и криогенеза в различные интервалы позднего плейстоцена представлены в табл. 1. В этой детальной стратиграфической схеме горизонты разделены на подгоризонты. Внутри подгоризонтов намечаются еще более дробные стратиграфические подразделения.

Таблица 1

Схема стратиграфии верхнеолейстоценовых субаральных образований Прибайкалья

Общая стратиграфическая шкала				Исторические стадии, границы тыс.л.н.	Региональные стратиграфические подразделения			Характерные комплексы органических остатков		Характерные образования субаральных разрезов	Криогенные деформации, уровни заложения и размеры морозобойных клиньев, м
Система	Направление	Рядовая	Эвено		Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт	Фауна	Растительность		
Четвертичная (квартер)											
Плейстоцен											
Неолейстоцен											
Верхнее											
Третья				МИС-3	Зырянский	Саргатский (sr)	sr ⁴	Equus caballus, Bison priscus, Rangifer tarandus, Saiga tatarica, Cervus elaphus, Lepus timidus, Miosapalax sp.	Холодные степи (тундра-степи), разреженные леса	Слаборазвитые почвы 0,05-0,1 м Суглинки эвеновые и золово-делювиальные лессовидные 0,3-0,8 м	2-2,5 1-1,5 0,1 0,5
Четвертая				МИС-2			sr ³	Equus caballus, Equus hemionus, Bison priscus, Ovis montanus, Rangifer tarandus, Cervus elaphus, Capreolus pugnax, Saiga tatarica, Lepus timidus	Холодные сухие степи с островными песками	Пески 1-2,5 м Слаборазвитые почвы эвеновые и делювиальные лессовидные суглинки и супеси 0,5-2 м	3,5 0,1 0,5-1 0,5-1
							sr ²	Equus caballus, Bison priscus, Rangifer tarandus, Ursus arctos, Vulpes vulpes, Microtus oeconomus	Леса, ерники, холодные степи и луга	Почвы слабоазотистые, оплывенные и неоплывенные суглинки делювиальные лессовидные 0,2-0,5 м	0,3
							sr ¹	Coeloconta antiquitatis, Equus caballus, Bison priscus, Rangifer tarandus, Lepus timidus, Lagurus lagurus	Холодные степи, участки пустынные	Суглинки эвеновые и золово-делювиальные лессовидные переслаивающиеся с песками и супесью 0,2-0,5 м	
							sr ¹	Mammuthus primigenius, Coeloconta antiquitatis, Equus caballus, Bison priscus, Ovis montanus, Rangifer tarandus, Lelaps spelaea, Ursus arctos, Canis lupus, Vulpes vulpes, Aloupe lagopus, Sulo gulo, Lepus timidus	Дегградация песов распространение ерничьих (Betula nana) формаций	Солифлюидный супеси и суглинки переслаивающиеся с седиментации осиничьих почв включения грубооблоочного материала 0,2-1 м	3,3-0,5
							kr ²	Mammuthus primigenius, Coeloconta antiquitatis, Equus caballus, Bison priscus, Rangifer tarandus, Lagurus lagurus	Хвойные и смешанные леса по долинам рек участки степей и пастбищ	Почвы верхнеоленские (os ²)-бурые (дерновые) лесные, серые лесные 3,4-3,6 м	3,2
							kr ¹	Mammuthus primigenius, Coeloconta antiquitatis, Equus caballus, Bison priscus, Rangifer tarandus, Lagurus lagurus, Crictulus barabensis	Холодные степи песа светлохвойные и мелколиственные	Почвы нижнеоленские (os ¹)-бурые (дерновые) лесные, серые лесные, черноземы 0,6-0,8 м	0,6
							mr ³	Lagurus lagurus, Lagurus exaltis, Lagurus cf. rostratus, Dicotyles cf. simplicifolius	Холодные степи островные песа ерничьих формаций	Солифлюидный со следами дефляции в кряже, с включениями золово-коррадирированных обломков пород до 3 м	0,5-1
							mr ²		Почвы Байгалино (ag) слабоазотистые 0,1-0,3 м		
							mr ¹	Equus caballus, Rangifer tarandus	Дегградация песов низкие участки пустынные	Супеси делювиальные 0,4-0,7 м	0,7 0,5
							kr ²	Equus caballus, Bison priscus	Леса светло- и темнохвойные редкие степи и пастбища	Почвы верхнеелетейские (os ²) бурые (дерновые) лесные, серые лесные, редко черноземы 0,6-1 м	0,1
							kr ¹	Equus caballus, Bison priscus, Cervus elaphus, Microtinae, Lagurus lagurus, Citellus sp.	Теннохвойные и смешанные леса по долинам пастбищ частые степи	Почвы нижнеелетейские (os ¹) бурые (дерновые) лесные, лугово-черноземные частые черноземы 1-1,5 м	0,1 0,5

Таблица 2

**Стратиграфический разрез голоцена Приольхонья
(по материалам педолитологического изучения георхеологических объектов)**

Период	Голоцен		Георхеологические объекты		Характеристика отложений	Процессы и явления		Криогенное трещинообразование		
	Фаза, время, тыс. л. н.	Периодизация культур*	Разрезы	№ культурных слоев		Усиление эоловых процессов	Активизация эоловых процессов, песчаные наносы, дефляционные панцири			
Бореальный	SA-3 0,8	Средневековые	Саган-Заба-II, P.4	I	пачка 5	Пески и супеси слабогумусированные слоистые, каштановый оттенок гумусовых горизонтов, местами свежие наносы песка	Усиление эоловых процессов	0,1-0,5 м		
	SA-2		Саган-Заба-II, P.1	I-IV						
		Железный век	Саган-Заба-II, P.4	II						
	1,8		поздний	Катунь					IIA IIБ	
SA-1	ранний	Улан-Хада	Ов. Он							
2,5		Итырхей	I, II, III							
Суббореальный	SB-3	Переход от бронзового к железному веку	Катунь	I	пачка 4	Чередующиеся прослойки супесей, разной степени гумусированности	Активизация почвообразования	Максимальная гумусированность в горизонте SB-3		
			3,2	Берлога					II	
	развитый			Итырхей					IIA	
	SB-2		ранний	Саган-Нугэ					II	
				Улан-Хада					III	
4,2	Саган-Заба-II, P.4	IIIв								
SB-1	поздний	Катунь	IV							
		Улан-Хада	IV, V							
Атлантический	AT-3	Неолит	Ташкинэ-III	VI	пачка 3	Чередующиеся супеси и сильногумусированные суглинки	Активизация почвообразования	0,5-0,6 м		
			6,0	развитый					Саган-Заба-II, P.1	II-VII
	Саган-Заба-II, P.4								VI-VII	
	AT-2		финальный	Берлога					V	
				Итырхей					V, VI	
	AT-1		поздний	Берлога					VIII	
Итырхей		VIII								
8,0	Кулара-III	IX, X								
Пребореал-Бореал	PB-BO	Мезолит	Саган-Заба-II, P.1	IVb IVн, Vb, Vн	пачка 2	Супеси низкогумусные с отдельными хорошо гумусированными горизонтами	Активизация почвообразования	0,4-0,5 м		
			10,3	средний					Берлога	VI
									Итырхей	V, VI
Поздний дрес	DR-3		Берлога	VIIb	пачка 1	Супеси и дресвяники с тонкими гумусовыми и фрагментами оторфованных горизонтов	Постепенное затухание эоловых процессов, текстуры облекания криогенных клиньев	0,2-0,5 м		
			11,0	Итырхей					VI, VII	
			Улан-Хада	XI	пачка 0	Пески и дресвяники	Дефляционный панцирь	0,1 м		
			Кулара-III	III						
			Саган-Заба-II, P.4	VI						
			Итырхей	VII, VIII						
			Саган-Нугэ	VIII						
			Кулара-III	IV						
			Саган-Заба-II, P.1	VIII						
			Саган-Заба-II, P.4	VIn						
			Берлога	VIII VIII						
			Итырхей	IX						
			Саган-Нугэ	IX-XI						
			Кулара-III	V-VI						

* – Периодизация культур Приольхонья по О. И. Горюновой

**Стратиграфический разрез голоцена высоких пойм рек
Прибайкалья**

Голоцен		Календарные даты, тыс. л. н.	Характеристика отложений высокой поймы	События, явления	Климатические колебания	
Период	Фаза, время, тыс. л. н.					
Субатлантический	SA-3 0,8	0,8	Суглинки и супеси слабослоистые гумусированные с прослойками и линзами песка аллювиального и золотого генезиса	Гумусовые горизонты почв, следы золотых процессов	Уменьшение увлажнения, некоторая стабилизация температурных условий	
	SA-2 1,8	1,7				
	SA-1 2,5	2,7				0,2-0,8 м
Суббореальный	SB-3 3,2	3,4	Суглинки высокогумусные с тонкими прерывистыми прослойками песчаного аллювия	Криогенное трицинообразование	Чередование фаз похолодания и потепления климата	
	SB-2 4,2	4,8				0,4-0,8 м
	SB-1 4,6	5,4				
Атлантический	AT-3 4,9	5,7	Пески с прослоями сильногумусированных супесей и суглинков	Активное почвообразование на фоне размывов. Следы высоких лаводков. Образование песчаных наносов. Врез рек	Постепенное потепление, увеличение водности рек	
	AT-2 6,0	7,0	Суглинки и супеси высокогумусированные со светлыми песчано-супесчаными прослойками, 0,5-1 м			
	AT-1 7,0	7,8				
	BO-3 8,0	8,8	Пески, супеси, суглинки с гумусированными прослойками			
Бореальный	BO-2 8,3	9,2		Ритмичное чередование фаз почвообразования и накопления пойменного аллювия	Некоторое похолодание и уменьшение увлажнения	
	BO-1 8,9	9,7				0,3-0,5 м
	PB-2 9,3	10,5				Супеси и суглинки гумусированные
Пребореальный	PB-1 10,0	11,0		Врез рек	Потепление и увеличение атмосферного увлажнения	
	10,3	11,6				0,1-0,2 м
Поздний Дриас	DR-3 11,0	12,9	Суглинки и супеси тонкослоистые слабоогленные	Перевывание аллювия	Холодно и сухо	
			0,5 м			

Казанцевский (kz) горизонт разделен на два подгоризонта: нижнеказанцевский (kz¹) и верхнеказанцевский (kz²). В субаэральных разрезах региона казанцевский горизонт представлен сдвоенным педокомплексом, которому было дано наименование «игетейский» (ig) по геоархеологическому объ-

екту Игетей, где этот педокомплекс был впервые изучен. Нижнеигетейская почва (ig^1) сопоставляется с нижеказанцевским подгоризонтом, верхнеигетейская почва (ig^2) – с вышеказанцевским подгоризонтом.

Муруктинский (mr) горизонт разделен на три подгоризонта: нижнемуруктинский (mr^1), среднемуруктинский (mr^2) и верхнемуруктинский (mr^3). Муруктинский горизонт представлен лессовидными суглинками, эоловыми песками, делювием разного состава и солифлюксием. Следы педогенеза отмечены только в среднемуруктинских отложениях. Среднемуруктинские почвы обозначены как байганские (bg).

Каргинский (kr) горизонт разделен на два подгоризонта: нижекаргинский (kr^1) – ориентировочный возраст 57–42 тыс. лет назад, и вышекаргинский (kr^2) – возраст 42–24 тыс. лет назад. В нижекаргинских лессовидных суглинках отмечены следы очень слабого почвообразования. К вышекаргинским отложениям приурочены более развитые почвы, называемые осинским (os) педокомплексом. Осинский педокомплекс имеет сдвоенный характер и состоит из нижеосинской (os^1) и вышеосинской почвы (os^2).

Сартанский (sr) горизонт имеет четырехчленное деление: sr^1 (24–18 тыс. лет назад), sr^2 (18–16 тыс. лет назад), sr^3 (16–14 тыс. лет назад) и sr^4 (14–10,3 тыс. лет назад). В составе сартанского горизонта представлены лессовидные суглинки, эоловые пески, делювий, солифлюксий, слабо развитые почвы. В раннесартанском подгоризонте выделены две палеоклиматические фазы: криогумидная – 24–21 тыс. лет назад, и криоаридная – 21–18 тыс. лет назад.

При стратиграфии изучаемых разрезов Прибайкалья в первую очередь необходимо было найти четкие палеоклиматические сигналы потеплений и похолоданий, которые в дальнейшем стали использоваться как стратиграфические реперы.

Сигналы потеплений климата

Для верхнего плейстоцена сигналами потепления климата являются следы почвообразования. Хорошо выраженные палеопочвы рассматриваются как хроностратиграфические реперы казанцевского межледникового (игетейские почвы) и теплой половины каргинского мегаинтерстадиала (осинские почвы). В разрезах можно различить фрагменты, принадлежавшие верхним гумусовым и срединным горизонтам этих почв, т. е. горизонты А и В.

Распознавание игетейских и осинских почв производится по их положению в разрезе и особенностям криогенеза. Так, игетейские почвы (kz^1ig^1 и kz^2ig^2) разорваны несколькими генерациями субвертикальных грунтовых жил и имеют криотурбационные нарушения. В отличие от них криогенные деформации осинских почв (kr^2os^{1-2}) обычно обусловлены солифлюкцией, а следы морозобойного трещинообразования почти не выражены.

Следы кратковременных и неглубоких потеплений климата в ледниковья фиксируются в виде маломощных (7–12 см) почв, представленных одним почвенным горизонтом, который раньше, вероятно, представлял собой горизонты АС, АСса или АСg.

Сигналы похолоданий климата

Индикаторами похолоданий являются следы криогенеза. Основное стратиграфическое значение среди них имеют мощная солифлюкция раннесартанского возраста и морозобойное трещинообразование (криогенная сеть трещин с крупными морозобойными структурами) финально-сартанского возраста.

Мелкие морозобойные структуры в виде узких грунтовых жил, шириной до 10–15 см, являются ординарными криогенными образованиями и встречаются на различных стратиграфических уровнях верхнего плейстоцена. Однако их присутствие в педокомплексах дает основание для выделения фаз похолоданий на фоне потеплений климата в казанцевское межледниковье и каргинский мегаинтерстадиал.

В целом, в разрезах Прибайкалья стратиграфическими реперами похолоданий являются:

1) несколько генераций грунтовых жил, разрывающих нижеигетейскую почву (ig^1) – след фазы похолодания климата в казанцевское межледниковье;

2) уровень морозобойного трещинообразования и солифлюкции, ниже подошвы раннекаргинских лессовидных отложений (kr^1) – след суровых климатических условий позднемуруктинского (mr^3) времени;

3) уровень заложения мелких криогенных грунтовых жил и солифлюкционных текстур между нижней и верхней почвами осинского педокомплекса ($kr^2: os^1/os^2$) – след конощельского похолодания климата около 33 тыс. лет назад;

4) уровень солифлюксия (свидетельство криогумидной фазы в начале сартанского ледниковья sr^1 : 24–21 тыс. лет назад), в составе которого присутствуют фрагменты почвенных горизонтов осинских (каргинских) почв;

5) уровни заложения наиболее мощных морозобойных клиньев – свидетельства глубокого финально-плейстоценового похолодания около 11 тыс. лет назад (завершающая фаза sr^4).

Сигналы аридизации климата

Об аридизации климата свидетельствуют следы эоловых процессов, среди которых наиболее распространены: слоистые аккумуляции песчаных наносов, выклинивающиеся вверх по палеосклонам, эоловые песчаные прослойки в толще лессовидных суглинков, фрагменты дефляционных поверхностей. Следы указанных событий дают основания для выделения на климатической кривой позднего плейстоцена фаз аридизации климата, которые в Прибайкалье приходятся на раннемуруктинское время (mr^1), финал позднемуруктинского времени (mr^3) и среднесартанское (sr^3) время (16–14 тыс. лет назад).

В связи с тем, что основные тренды климатических колебаний носят общепланетарный характер и, в принципе, достаточно известны, мы считаем целесообразным обратить внимание лишь на региональные климатические особенности. В целом, анализ динамики природной обстановки Прибайкалья в позднем плейстоцене позволяет считать ее довольно своеобразной. Это

своеобразие находит свое отражение в строении разрезов, в особенностях почвообразования и осадконакопления, в характере криогенеза.

Так, в отличие от внеледниковых областей Западной Сибири, Русской равнины и др., где в субаэральных разрезах верхнего плейстоцена идет чередование в основном двух типов образований: почв и лессов, в Байкальской Сибири эти образования занимают более скромные позиции, чередуясь в разрезах с делювием, солифлюксием, эоловыми песками и слабо развитыми почвами. Индикаторами холодных малоснежных зим выступают разнообразные морозобойные структуры.

Сравнительный анализ состояния природной среды исследуемого и других регионах, выполненный раздельно для теплых и холодных эпох, позволяет выявить отличительные особенности палеоклиматических событий в Прибайкалье.

Холодные эпохи

1. В Прибайкалье довольно выразительно представлена та часть разреза верхнего плейстоцена, которую по ее стратиграфическому положению и запредельным ^{14}C датам можно относить к муруктинскому времени. По имеющимся данным в муруктинское время можно выделить не менее трех климатических фаз, индикаторами которых выступают различия в характере субаэральных отложений: 1) ранняя фаза – холодная и сухая, во время которой шла активизация эоловых процессов. На одних участках это приводило к накоплению лессовидных суглинков, на других – эоловых песков; 2) средняя фаза – более умеренная, когда шло формирование слабо развитых почв; 3) поздняя фаза – холодная с неустойчивой климатической обстановкой по увлажнению, когда в начале фазы активизировались солифлюкционные процессы, а в завершающую стадию – дефляционные процессы.

2. В разрезах Прибайкалья каргинские отложения представлены двумя генетически различными образованиями: нижняя часть разреза сложена лессовидными отложениями с несколькими горизонтами примитивных почв, верхняя – осинским педокомплексом. Исходя из особенностей строения разреза, можно полагать, что первая половина каргинского мегаинтерстадиала была довольно холодной и аридной, а кратковременные потепления благоприятствовали формированию только примитивных почв. Лишь вторая половина каргинского времени была достаточно теплой для активизации педогенеза.

3. Раннесартанское время также было очень неоднородно по климатической обстановке. В первую климатическую фазу 24–21 тыс. лет назад повсеместное развитие получили солифлюкционные процессы, что рассматривается как свидетельство холодного климата и значительной влажности грунтов. Вслед за этим 21–18 тыс. лет назад наступила криоаридная фаза, оцениваемая по палинологическим, палеонтологическим, археологическим и педолитологическим данным как климатический минимум верхнего плейстоцена. В криоаридную фазу солифлюкция прекратилась, активизировались делювиальные и эоловые процессы.

Вторая половина сартанского времени (sr^2 – sr^4 , 18–10 тыс. лет назад) была, в целом, более теплой. На этом общем фоне неоднократно активизировалось почвообразование. Основным процессом субэразального осадконакопления являлось лессообразование. Колебания увлажненности приводили к периодическому усилению эоловых процессов. В финале сартанского времени (поздний дриас, радиоуглеродный возраст 11–10,3 тыс. лет назад, календарный возраст примерно 12,9–11,6 тыс. лет назад) произошло резкое и глубокое похолодание, оставившее повсеместно свои следы в виде мощных морозобойных структур.

Теплые эпохи

В разрезах Прибайкалья в позднем плейстоцене хорошо выражены два теплых этапа, соответствующих казанцевскому и позднекаргинскому времени. Оба этапа привели к формированию полноразвитых почв, сходных с современными.

В отличие от Европейской территории России, где брянские (средневалдайские) почвы (стратиграфические аналоги каргинских) представлены «холодными» вариантами, сравниваемыми Т. Д. Морозовой (1981) с почвами Якутии и крайнего севера Красноярского края (Величко, Морозова, 2005), в Западной Сибири и Прибайкалье почвы каргинского времени имеют большое сходство с современными. Отсюда напрашивается вывод, что позднекаргинское потепление в Сибири было более значительным, чем в Европе. Этот феномен, вероятно, связан с ослаблением и исчезновением в валдайскую ледниковую эпоху теплого течения Гольфстрим, обогревающего Европу.

И в казанцевское и в позднекаргинское время в Прибайкалье формировались двоянные педокомплексы: игетейский и осинский. Судя по большей мощности почвенного профиля и лучшей проработанности его почвообразовательными процессами, нижние почвы педокомплексов формировались в более благоприятной климатической обстановке, чем верхние.

Климатический оптимум позднего плейстоцена в Прибайкалье приходился на первую половину казанцевского времени, когда по долинам магистральных рек региона были широко распространены черноземы, мощность гумусовых горизонтов которых была в 1,5–2 раза больше современных.

Граница между нижней и верхней почвами того и другого педокомплекса обозначена уровнем мелкого криогенного (сезонного) трещинообразования, которое по своему морфологическому проявлению очень сходно с голоценовым, проявившимся на рубеже суббореал/субатлантика (SB/SA).

В принципе, игетейские и осинские педокомплексы можно рассматривать как модель для прогноза почвообразования в современное (голоценовое) межледниковье. Можно ожидать той же последовательности климатических и педогенных событий, если ход природных процессов не будет нарушен каким-либо фактором, например, антропогенным (ядерная война) или катастрофическим импактом.

В геологическом масштабе времени современное межледниковье наступило недавно (всего 10 тыс. лет назад), а окончание его не просматривается. Оптимум голоцена пройден примерно 6 тыс. лет назад, флуктуации климата

с общим трендом к похолоданию будут продолжаться и в дальнейшем. Затем, как в предыдущих эпохах почвообразования (игетейской и осинской), должна последовать новая волна потепления с новым климатическим оптимумом, но более слабым, чем в атлантический период голоцена. По аналогии с игетейским и осинским педокомплексами можно ожидать в отдаленной перспективе образование сдвоенного голоценового педокомплекса с нижнеголоценовой и верхнеголоценовой почвами.

Климатические сигналы, выявленные в разрезах субаэральных образований, позволили построить ориентировочную кривую климатических колебаний в позднем неоплейстоцене Прибайкалья (рис. 1). Сопоставление палеоклиматических кривых позднего плейстоцена Прибайкалья с другими регионами показывает, что сходство их заключается в синхронности и однонаправленности основных климатических колебаний, различия – в более резкой выраженности фаз похолоданий и аридизации.

1.2.2. Климатостратиграфия голоцена Прибайкалья

Раскрытие сущности изменений климата и природной обстановки голоцена выполнено на разрезах синлитогенных почв, имеющих слоистое строение и включающих многочисленные гумусовые горизонты. Такие почвы встречаются в основном у подножья склонов, на конусах выноса и на поймах. Они имеют повышенную мощность голоценовой толщи (до 2–3 м) и хорошо расчленяются стратиграфически. Это позволяет выявить различные климатические сигналы и детально проследить изменения особенностей почвообразования и осадконакопления в те или иные интервалы голоцена. Исследование таких разрезов на геoarхеологических объектах, обеспеченных археологическими и радиоуглеродными датировками, позволило создать схемы стратиграфии разрезов аллювиальных и субаэральных отложений для голоцена региона (табл. 2, 3), а выявленные сигналы климатических событий легли в основу построения кривой изменений климата Прибайкалья в голоцене (рис. 24).

Радиоуглеродные даты, используемые в процессе построения стратиграфических схем и климатической кривой, контролировались археологическими данными и периодизацией культур Приольхонья, разработанной О. И. Горюновой.

Сигналы похолоданий климата. Наиболее значимыми сигналами похолоданий в голоцене являются криогенные морозобойные структуры. По стратиграфическому уровню их заложения оценивается время криогенеза, по размерам и составу вмещающих отложений – интенсивность похолодания. С криогенезом часто коррелирует такой литоклиматический сигнал, как резкая смена гранулометрического и вещественного состава отложений, резкое изменение их свойств (гумусированности, карбонатности, содержания и состава обменных катионов и др.).

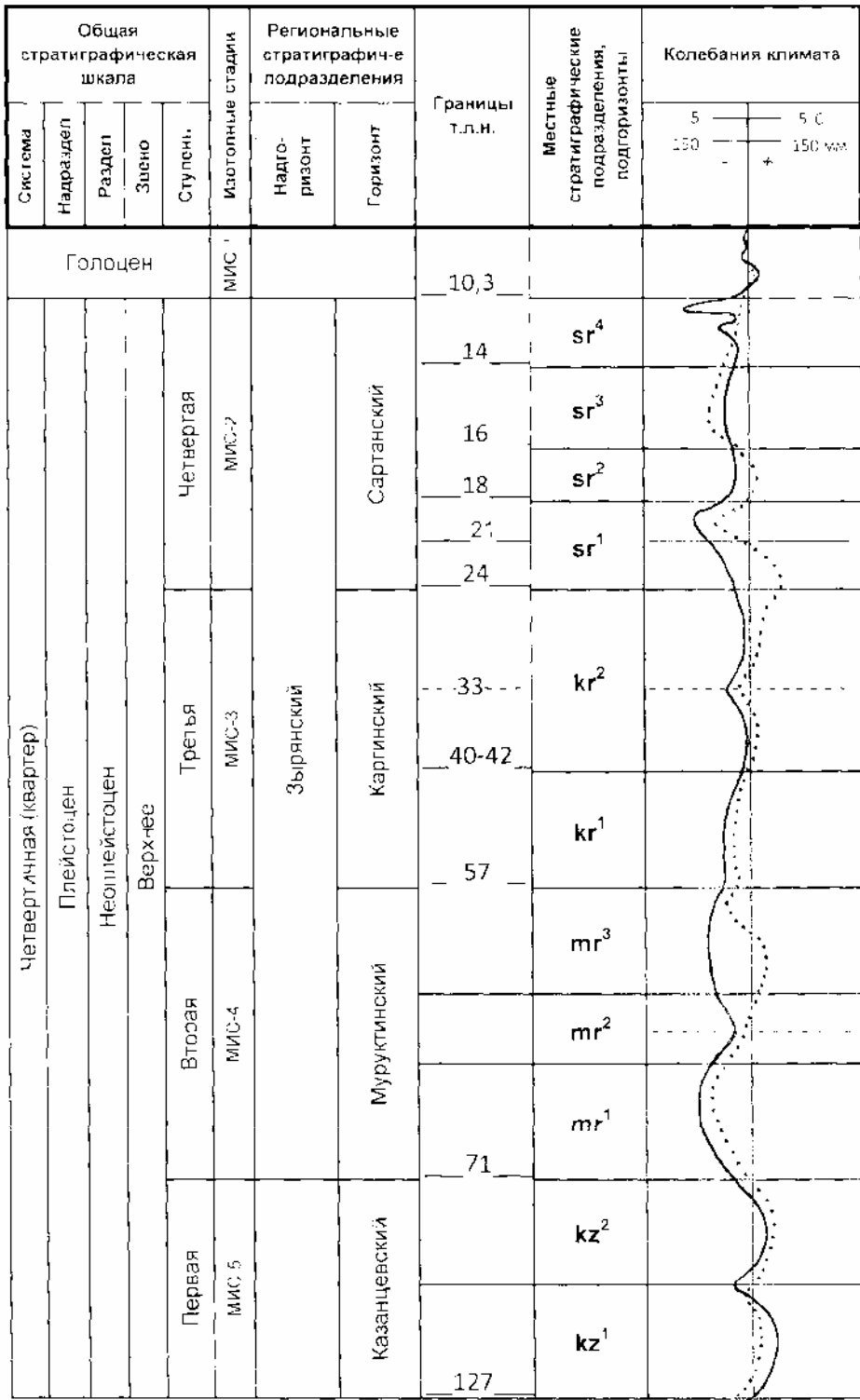


Рис. 1. Колебания климата Прибайкалья в позднем неоплейстоцене (по педологическим данным)

Сигналы потепления и гумидизации климата выражаются в усилении следов почвообразования: возрастании гумусированности, емкости катионного обмена, расширении отношения обменного кальция к магнию. Почвенные горизонты, формировавшиеся в наиболее благоприятных климатических условиях, отличаются более интенсивной прокраской мелкозема гумусом (если почвы развивались под травянистой растительностью) или побурением мелкозема (результат формирования горизонта В, если почва развивалась под древесной растительностью).

Сигналы аридизации климата в Прибайкалье имеет различную выраженность в зависимости от расположения объекта относительно розы ветров и литологического состава отложений окружающих пространств. Это могут быть отдельные песчаные прослои, дефляционный дресвянистый панцирь или эоловые аккумуляции песков в виде бугров и дюн. Фаза аридизации климата обычно сопровождается ослаблением процессов почвообразования в целом и гумусообразования, в частности.

Сигналы аридизации климата особенно сильно и четко выражены в Приольхонье, где кроме вышеотмеченных явлений, индикатором аридизации и смены настоящих и луговых степей сухими степями может служить смена окраски гумусовых горизонтов синлитогенных почв с серо-черной на каштановую. Перспективность исследований сигнала аридизации климата на геoaрхеологических объектах Приольхонья обусловлена тем, что здесь, в орографической тени от северо-западных ветров, приносящих в Прибайкалье основные массы атмосферных осадков, располагается зона, характеризующаяся экстремально низким атмосферным увлажнением (200–250 мм/год), где древесные породы находятся на пределе своего выживания. Аридизация здесь сопровождается расширением территории сухих степей.

Каждый разрез голоценовых образований содержит в зашифрованном виде только часть информации о климатогенно обусловленных процессах и явлениях. Полученная на первых этапах исследования дискретная схема палеоклиматических сигналов в дальнейшем детализировалась и уточнялась путем добавления информации по множеству конкретных разрезов (рис. 2). Этому благоприятствовали те обстоятельства, что геoaрхеологические объекты, которые служили для автора основными объектами изучения, обычно имеют длительную историю исследований и характеризуются значительной площадью вскрытия. В итоге, по каждому такому объекту накапливаются многочисленные данные, а климатические сигналы находят многократное подтверждение.

Так, на ГАО Саган-Нугэ климатические сигналы прослежены в 37 шурфах и раскопе, который неоднократно расширялся, а его стенки обновлялись зачистками. На ГАО Берлога климатические сигналы прослежены по раскопам и береговому обнажению протяженностью более 70 м. На ГАО Улан-Хада – по траншеям протяженностью более 50 м. На ГАО Саган-Заба в серии раскопов и по береговому обнажению – протяженностью более 100 м. Каждый из геoaрхеологических объектов исследовался в течение нескольких полевых сезонов.

Условные обозначения: 1-3 – горизонты, разной степени гумусированности (1 – сильно, 2 – средне, 3 – слабогумусированные); 4 – буроватые горизонты (гор. В₁, гор. В камбик); 5 – буроватые горизонты (гор. В₂, гор. ВС); 6 – следы органических и гумусовых горизонтов; 7 – оглеенные горизонты (гор. Сg); 8 – неоглеенные горизонты (гор. С); 9 – песчаные наносы; а – неслоистые, б – слоистые; 10 – лессовидные суглинки; 11 – включения: а – дресвы, б – щебня; 12 – включения: а – углистые включения; 13 – железистые новообразования; 14 – железистые новообразования; 15 – скопления карбонатов; 16 – кротовины; 17 – морозобойные структуры; 18 – граница вскипания HCL от карбонатов.

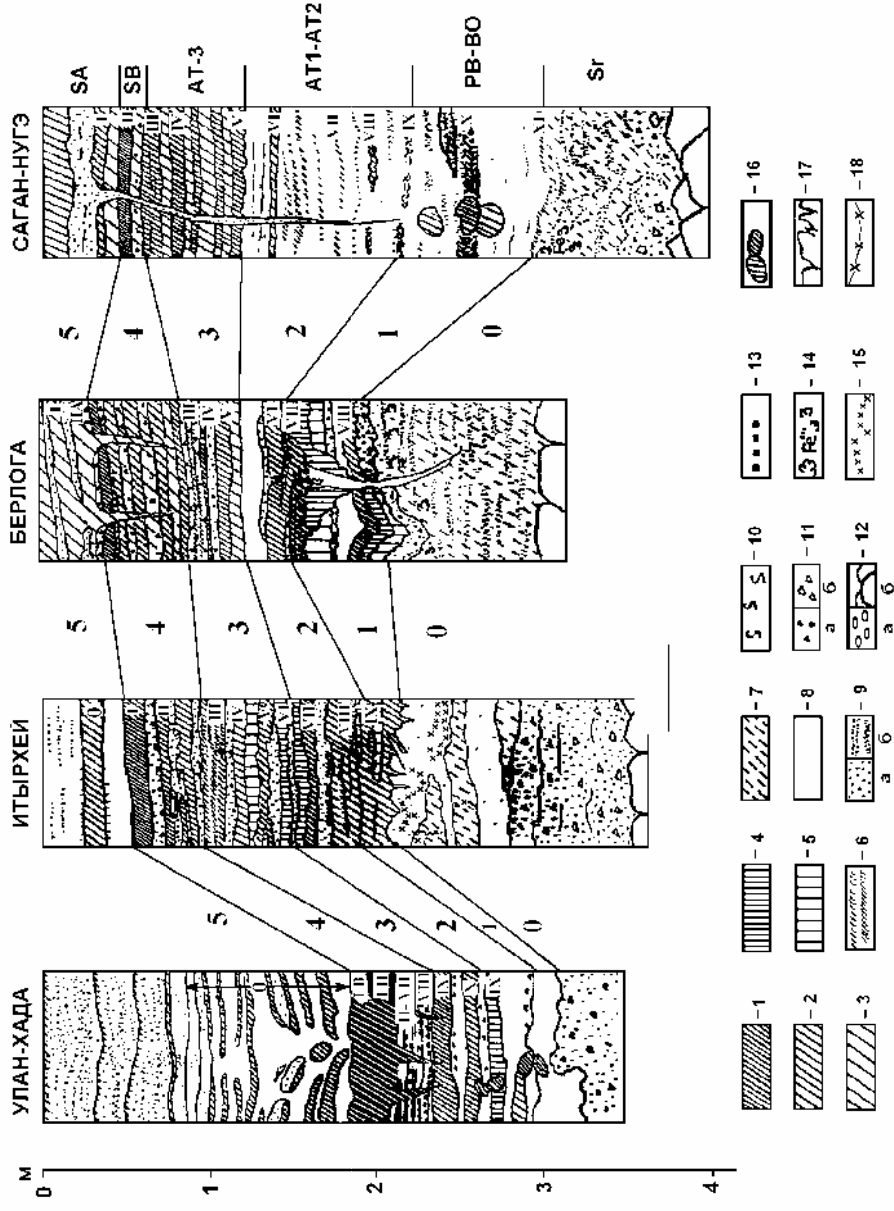


Рис. 2. Схема корреляции голоценовых отложений в разрезах синлитогенных почв Приильхонья. I-XI – номера культурных слоев (к. с.); 0-5 – номера пачек отложений.

Многokратная фиксация адекватных климатических сигналов на определенных хроностратиграфических уровнях в разрезах разных геoархеологических объектов рассматривается как выявленная закономерность в изменении климата. Построенная по педолитологическим данным палеоклиматическая кривая имеет ориентировочный характер. Ее детализация продолжается.

Систематизация климатических сигналов показывает, что разрешающая способность климатической записи в субаэральных разрезах Прибайкалья имеет временной интервал около 300–500 лет.

Детальное исследование синлитогенных почв Прибайкалья позволило обнаружить в их составе и строении целый ряд закономерностей, обусловленных климатическими факторами. В целом отмечается синхронность и синфазность региональных климатических колебаний с глобальными, что особенно характерно для среднего и позднего голоцена, тогда как в раннем голоцене огромные реликтовые запасы холода и влаги в многолетнемерзлых грунтах вносили, безусловно, свою коррекцию в развитие растительности и почвообразования. В этом плане можно говорить об ослабленном и заторможенном отклике растительности и почв на глобальные потепления климата в начале голоцена.

1.3. Проблема верификации в генетическом почвоведении

Со времен В. В. Докучаева принято считать, что большинство почв мира развивается на породе и вглубь породы, которая к моменту почвообразования была уже сформирована. Отсюда понятия – «почвообразующая порода» и «ноль-момент» почвообразования.

По мнению многих специалистов, рыхлый мелкозем современных почв мира в основных гранулометрических и минералого-геохимических чертах унаследован от доголоценового экзогенеза, а «нормальным» (Таргульян, 1982) является автохтонный тип эволюции, при котором эволюция почв идет в неизменном объеме минерального субстрата.

Среди геологов широко распространен взгляд на почву как на показатель перерыва в осадконакоплении, а на мощность почвы – как на функцию длительности этого перерыва. Так, по мнению Ю. П. Карагодина (1987), почву нельзя считать даже элементом циклита (т. е. определенного ритма в осадконакоплении) в связи с тем, что «почва – педолит – это не результат осадконакопления, а продукт экзогенно-биохимического преобразования лесового материала».

В «Классификации и диагностике почв России» (2004) все полноразвитые минеральные почвы объединены в ствол «постлитогенных». Вместе с тем, ни в этой классификации, ни в учебниках, ни в научной литературе гипотеза преимущественно постлитогенного почвообразования серьезно не доказывается.

Представление о глобальном доминировании постлитогенного почвообразования обычно принимается на веру, поскольку оно привычно и на нем

построены многие концепции генетического почвоведения. Факты, не согласующиеся с этим представлением, постоянно игнорируются лишь потому, что не вписываются в господствующую доктрину. Сложившаяся ситуация наглядно свидетельствует о том, что к верификации традиционных представлений предъявляются довольно низкие требования, несмотря на значимость их как официально признанных и потому основополагающих.

Среди сотен изученных разрезов полноразвитых почв Прибайкалья – черноземов, серых лесных, дерновых лесных, дерново-карбонатных, дерново-подзолистых и других, считающихся постлитогенными, не было зафиксировано ни одного разреза, подтверждающего это априори принятое мнение.

С появлением методов датирования и активным участием почвоведов в геoarхеологических исследованиях, можно было ожидать, что гипотеза доминирования постлитогенного почвообразования будет верифицирована. По сути дела для ее доказательства требовалось датировать минеральный субстрат верхних горизонтов почвенного профиля и получить для него разнообразные, но довольно древние (доголоценовые) даты. Однако этого не произошло, а великое множество датировок, несоответствующих традиционной доктрине, не обсуждается или намеренно относится к числу исключений.

В полноразвитых почвах на любых стратиграфических уровнях, т. е. в любом почвенном горизонте и в любой его части, могут встречаться культуроросодержащие слои. Иногда это одиночные слои, иногда серия сближенных культурных слоев, иногда – компрессионный слой, неразделимый на отдельные части. Но всегда выдерживается принцип Стено – глубжележащий культуровмещающий слой древнее слоя его перекрывающего. Последовательность напластования слоев подтверждается радиоуглеродными датировками по углю из кострищ и костным остаткам животных.

Как показали результаты хроностратиграфических исследований, к «постлитогенным» могут быть отнесены, в основном, слаборазвитые почвы, в которых горизонты В отсутствуют или очень слабо выражены. Такие почвы формируются на участках активной денудации. Именно в таких почвах современное гумусообразование и различные почвенные процессы развиваются на почвообразующей породе – рыхлом материале различного возраста. Чаще всего это субстрат сартанского или раннеголоценового возраста, но встречаются ситуации, когда гумусообразование развивается и на более древних отложениях.

Вся совокупность полученных материалов свидетельствует, что почвенный профиль – это стратифицируемое почвенное тело – закономерная серия литологических слоев, накапливавшихся в последовательности снизу вверх и постепенно преобразующихся в более или менее гомогенизированные (за счет жизнедеятельности почвенных организмов) и взаимосвязанные (за счет потоков вещества и энергии) почвенные горизонты.

Важно отметить, что новый нанос, поступающий на поверхность почвы, это, зачастую, минеральный субстрат, многократно прошедший цикл почвообразования и переотложения. Он легко ассимилируется гумусовым горизонтом почв, быстро смешиваясь с его минеральным субстратом. В результа-

те почвенный профиль «современных» почв является интегральным выражением как прошлых, так и современных почвообразовательных процессов, которые действовали сверху вниз (согласно основному направлению миграции влаги и почвенных веществ), но при этом как бы скользили вверх по наращиваемому профилю почвы.

Вероятно, настало время провести верификацию тезиса о широком распространении эпигенетического почвообразования, для чего необходимо рассмотреть опорные почвенные разрезы и подтвердить или опровергнуть постлитогенную гипотезу. Для этой цели уместно использовать и метод доказательства от противного (*ad absurdum*), т. е. предположить, что почвообразующие породы формировались тогда, когда на рассматриваемых территориях не было почвообразования. Но когда это было?

Важно, что стратиграфическое звено в понимании почв стимулирует новую методологию познания почвообразовательного процесса, значительное расширение арсенала методов, междисциплинарные исследования, выход почвоведения из изоляции, из тех узких рамок, которые были созданы для собственного самосохранения, для поддержания той парадигмы, в которую верит научное сообщество почвоведов. Обширный материал по стратификации профилей так называемых «современных» почв показывает, что требуется неотложная верификация концепций, принятых в почвоведении.

Глава 2. СЛЕДЫ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ В ПОЧВАХ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Самыми распространенными в почвах Прибайкалья являются следы трех групп событий: климатогенные (из них наибольший интерес представляют следы криогенных процессов), сейсмогенные и следы комплекса событий на рубеже плейстоцен/голоцен, необъяснимые с ординарных позиций.

2.1. Криогенные явления в почвах региона

В отличие от европейской части России в регионе не было покровных оледенений, что во многом связано с недостатком атмосферной влаги. Ледники формировались только в горах (горно-долинное оледенение) и спускались к их подножьям узкими языками. В горном обрамлении Северного Байкала ледники транспортировали обломочный материал в Байкал, а в Восточном Саяне – к подножью гор, где в дальнейшем сформировались внутренние дельты левых притоков Ангары.

Географическое положение региона в центре огромного материка Евразии, определило криоаридный климат гляциалов и обширное развитие мощного подземного оледенения. В максимум похолодания 20–18 тыс. лет назад мощность многолетнемерзлых толщ в Прибайкалье достигала 600–700 м, а температура мерзлых пород была ниже -5°C (Палеоклиматы..., 2009).

Подземное оледенение оставило на территории региона колоссальные запасы холода. Деграция «вечной мерзлоты», продолжающаяся на протяжении последних 10 тыс. лет, не завершена даже в южных районах, а в северных – еще очень далека от своего завершения.

2.1.1. Современный криогенез

Современные криогенные явления обнаруживаются практически во всех почвах Иркутской области. Наибольшее распространение имеет сезонное мелко полигональное морозное растрескивание поверхности почвы, которое отмечается не только на открытых участках, но и под лесом. Полигоны часто неправильные гексагональные, размером около 2–2,5 м. Трещины начинаются в виде трех лучей, расходящихся от одного центра. Редко встречаются полигоны тетрагональные.

Трещины имеет сужающийся абрис и заканчивается небольшим расширением, где до начала лета сохраняется каплевидное ледяное ядро, диаметром 2–5 см. Ширина зияющих трещин на поверхности почвы в период схода снежного покрова составляет около 1–1,5 см. Современное растрескивание почвы приводит к появлению гумусовых и грунтовых «язычков» глубиной до 0,5–0,7 м.

На открытых участках глубина сезонного промерзания почвы составляет 2,5–3 м, под лесом – 2–2,5 м. Глубокое сезонное промерзание почв и грунтов, резкое понижение температур поверхности почвы на переходе осень–зима, низкие температуры января (часто ниже $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$), резкие перепады температур в начале и конце зимы приводят к развитию криогенных процессов и явлений.

Для нижних горизонтов почв характерна криогенная плитчатость с отмытыми песчано-пылеватыми зернами кварца и полевых шпатов (присыпкой SiO_2) на поверхности плиток. В нижней части профиля почв, расположенных на пологих склонах, иногда обнаруживаются горизонты латерального элювиирования, приуроченные к локальным водоупорам, по поверхности которых идет сброс верховодки (рис. 3, А). В почвах повышенной влажности (например, в голоценовой части профиля аллювиальных почв) отмечаются инволюции и криотурбационные структуры (чаще следы «завихрений», иногда хорошо выраженные «котлы кипения»).

Многолетняя мерзлота на освоенной южной части Прибайкалья имеет островное распространение. Специфика современного климата определяет ее неустойчивое состояние и относительно высокую температуру ($0\text{ }^{\circ}\text{C} \dots -1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Хозяйственное освоение территории приводит к деградации мерзлоты. На островной многолетней мерзлоте в современных условиях развиваются термокарст, термоэрозия. В настоящее время они активно проявляются в Присянье на вырубках и при освоении новых земель.

Современная солифлюкция имеет слабую активность и очень ограниченное распространение. Она приурочена к наиболее холодным территориям с многолетнемерзлыми грунтами. Морфологически самые эффектные результаты современного криогенеза проявляются преимущественно на севере региона и в его горном обрамлении.

2.1.2. Следы палеокриогенеза

Кроме явлений современного криогенеза, в почвах Прибайкалья повсеместно распространены следы палеокриогенеза разного возраста.

Наибольшее влияние на современное почвообразование оказывает криогенез сартанского (24–10,3 тыс. лет) возраста. В строении профиля, вскрываемого ординарным почвенным разрезом, обычно фиксируются следы раннесартанской солифлюкции и позднесартанского криогенного трещинообразования (табл. 1).

Раннесартанская солифлюкция (возраст 24–21 тыс. лет) была распространена почти повсеместно. Ее следы представлены в почвенных разрезах в виде солифлюкционного прослоя (солифлюксия) на глубине 1–1,5 м от современной дневной поверхности; мощность такого прослоя от 0,1 до 1 м, окраска пестрая, полосчатая (рис. 3, Б). Белые прослойки обогащены карбонатами; бурые – вероятно представляют собой дериваты срединных, а темные гумусированные прослойки – дериваты верхних горизонтов почв каргинского возраста (40–25 тыс. лет). Сложение солифлюкционного прослоя плотное,

гранулометрический состав более тяжелый, чем в подстилающих и перекрывающих отложениях.

Повсеместное развитие солифлюкции было обусловлено существенным похолоданием климата, наступившим после относительно теплого каргинского времени – каргинского мегаинтерстадиала (57–24 тыс. лет назад). Раннесартанское похолодание привело к понижению температур почвы, резкому снижению глубины сезонного протаивания, экспансии многолетней мерзлоты. Следствием похолодания стала деградация древесной растительности, снижение испаряемости, увеличение увлажненности почвы и развитие течения (солифлюкции) переувлажненной талой верхней части почвы по мерзлоте слою грунта. Солифлюкция транспортировала вниз по рельефу огромные массы рыхлого материала, в том числе палеопочвы каргинского и более раннего возраста. Прекращение солифлюкции произошло примерно 21 тыс. лет назад и было вызвано аридизацией климата на фоне еще более суровых климатических условий.

В современных почвах солифлюкционный прослой раннесартанского возраста выполняет функции первого от поверхности водоупора, является геохимическим барьером (щелочным, сорбционным, механическим). По плотному прослою, характеризующемуся повышенным содержанием глины и слоистостью, идет активный сток верховодки и плоскостная внутрпочвенная миграция веществ вниз по склонам. Вверх по склонам, где солифлюксий может выклиниваться, вместе с ним может исчезать водоупор. Тогда происходит переток грунтовых вод на более низкие уровни – до следующего водоупорного горизонта. Таким горизонтом в разрезах Прибайкалья может являться позднемуруктинский солифлюксий или палеопочвы.

Финально-сартанское похолодание

На рубеже плейстоцена и голоцена в Прибайкалье произошло экстремальное похолодание климата, сопоставляемое по времени с поздним дриасом Европы (DR-3, радиоуглеродный возраст – 11–10,3 тыс. лет назад, календарный возраст – 12,9–11,6 т. лет назад), норильской стадией оледенения в Западной Сибири.

Оно оставило свои следы в Прибайкалье в виде полигональных структур, инициированных образованием сети морозобойных трещин. Система криогенных палеоструктур представлена морозобойными клиньями и полигонами разных размеров (рис. 4, А, Б). Верхние части морозобойных клиньев вскрываются почвенными разрезами на глубине $0,6 \pm 0,2$ м от современной дневной поверхности (см. рис. 3, В; 4, В, Г).

Позднесартанское трещинообразование сформировало несколько генераций криогенных клиньев. Размеры морозобойных клиньев могут колебаться по вертикали от 0,15–0,2 м до 5 м, размеры полигонов – от 0,3 м до 80–90 м в поперечнике. Мелкие морозобойные клинья представлены грунтовыми жилами, крупные – псевдоморфозами по повторно-жильным льдам.

На аэрофотоснимках территории Прибайкалья наиболее отчетливо выражены полигоны размером 20×30 м и 6×8 м (см. рис. 4, А, Б), сформирован-

ные сетью криогенных жил, размеры которых составляют по вертикали 2–3 м и 1–1,5 м, соответственно.

Самые мощные морозобойные структуры являются псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. В вертикальном срезе они имеют форму клина с размерами по вертикали 3,5–4 м, по горизонтали в верхах клина 2,5–3 м (рис. 5, Б).

Сеть таких крупных морозобойных структур образует в плане полигоны размером 20–30 м. Редко встречаются и более мощные структуры с полигонами 60–100 м. В процессе бокового разрастания повторно-ледяных жил давление льда на окружающие породы приводит к деформациям слоев во вмещающих породах – отгибанию слоев вверх. Это является довольно характерным диагностическим признаком былого существования ледяных жил.

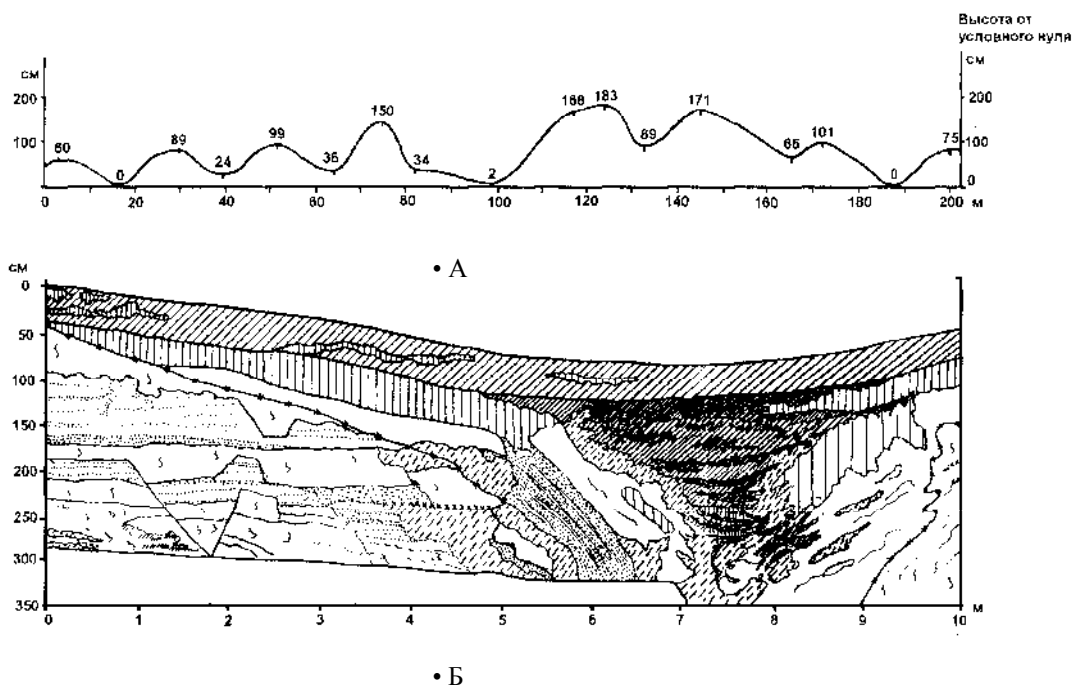


Рис. 5. Бугристо-западинный рельеф. Приангарье, придолинная неогеновая поверхность выравнивания, отн. высота 120–130 м над урезом Ангары, степь (усл. обозначения на рис. 2).

• 5А – профиль бугристо-западинного рельефа; средние размеры криогенных полигонов 20–25 м, превышения бугров над западинами 1–1,5 м.

• 5Б – разрез посткриогенной клиновидной структуры – псевдоморфозы по жильному льду, заполненной гумусированным голоценовым субстратом, смытым с бортов западины, и гумусом, образованным *in situ*. Гумусовый клин с боков обрамляют наклонные деформированные блоки – результат оползания, отрыва и обрушения сартанских слоев в полость, образованную при вытаивании ледяной жилы. Уровень вскипания карбонатов от НСЛ маркирует внешние (расширенные) контуры зоны развития посткриогенных процессов и свидетельствует об эффективности выщелачивания почв западин.

В голоцене при протаивании мерзлоты полость повторно-ледяной жилы заполнялась обрушившимся в нее материалом, превращаясь в псевдоморфозу по повторно-жильным льдам (рис. 5, Б). Верхняя часть псевдоморфозы в поперечном сечении имеет слоистость, вогнутую вниз, образовавшуюся при оползании и намыве минерального субстрата с бортов формирующегося понижения. В голоцене после вытаивания подобных ледяных жил на обширных пространствах Прибайкалья появился посткриогенный бугристо-западинный рельеф. Превышения вершин бугров над западинами достигают 1 м и более (рис. 5, А).

Генерация средних трещин (ныне это грунтовые жилы шириной 1–1,5 м и примерно такого же размера по вертикали) образует сеть с полигонами размером 6–8 м, не выраженными или очень слабо выраженными в современном рельефе (см. рис. 3, В; 6, А).

Еще более мелкая генерация представлена узкими (0,1 м и меньше), часто «закрывшимися» трещинками глубиной 0,2–0,3 м от уровня их заложения (рис. 6, Б). Вероятно, генерация мелких трещин сформировалась из-за растрескивания иссушения и сжатия грунта при отрицательных температурах.

На террасах и склонах, покрытых песчано-супесчаным чехлом отложений, морозобойные структуры встречаются редко. Возможно, они получили слабое развитие или часть структур была просто уничтожена последующими дефляционными процессами.

Морозобойные финально-сартанские структуры имеют пониженную плотность сложения, и поэтому служат основными каналами вертикального сброса атмосферной влаги, диктуют направление и условия миграции подвижных веществ в почвах в нижней части почвенного профиля, влияют на перераспределение в ней карбонатов (горизонты V_{ca} , S_{ca}), а также определяют особенности голоценового осадконакопления и гумусообразования.

Резкий характер границы между сартанской и голоценовой частью почвенного профиля рассматривается как результат почти мгновенных (в геологическом масштабе времени) и кардинальных изменений природно-климатической обстановки (Воробьева, Бердникова, Горюнова, 1998, Воробьева, Бердникова, 2008). Даже, если весь почвенный профиль бескарбонатен, эта граница часто проявляется по скачку рН.

Крупные морозобойные структуры создали предпосылки для образования бугристо-западинного рельефа и полигональной структуры почвенного покрова, что привело к резким различиям всех процессов почвообразования на положительных и посткриогенных отрицательных формах рельефа.

Таким образом, палеокриогенные явления, обнаруживаемые на небольшой глубине от современной поверхности, оказывают значительное влияние на почвообразование, определяя ряд физических свойств почв и грунтов, особенности миграции в них влаги и подвижных веществ.

2.2. Следы сейсмотектонических событий позднеплейстоценового и голоценового времени

Прибайкалье характеризуется высокой сейсмической активностью. Причина этого – близость к Байкальской рифтовой зоне и наличие серии крупных протяженных разломов. Среди них, важно отметить Ангарский, Аларь-Бельский и Приморский разломы, вблизи которых были изучены разрезы плейстоцен-голоценовых отложений со следами сейсмотектонических дислокаций, исследовано воздействие сейсмотектонических событий на особенности строения «современных» почв.

Разнообразие следов сейсмотектонических событий мы предлагаем рассмотреть на примере территории города Иркутска и долины р. Белой как весьма информативных для изучения позднеплейстоцен-голоценовых сейсмотектонических деформаций и как наиболее изученных с позиций педологического и событийного подхода. Указанные территории расположены на окраине Сибирской платформы (т. е. вне Байкальской рифтовой зоны, где активность сейсмотектонических событий чрезвычайно высока). Следовательно, можно предполагать, что сейсмотектонические деформации, отмеченные на двух выбранных участках, могут иметь довольно широкое распространение во всем регионе. Вместе с тем, обнаружение в долине р. Белой следов разрушительных землетрясений и палеосейсмодислокаций, соответствующих землетрясениям с магнитудой 6,1 (Погребенные..., 2001), свидетельствует о высоком сейсмическом потенциале южной окраины Сибирской платформы и указывает на возможность проявления подобных землетрясений в будущем.

Поскольку в литературе практически отсутствуют сведения о следах сейсмических событий в профилях «современных» почв, то мы посчитали необходимым по возможности более детально отразить здесь их разнообразие. Вместе с тем, мы старались показать, как выглядят следы сейсмотектонических событий в почвах «глазами почвовед», не перегружая эту информацию данными специальных исследований, в число которых входят: азимуты падения, углы падения, построение и анализ диаграмм трещиноватости пород, выявление осей главных нормальных напряжений и др.

2.2.1. Следы сейсмических событий в почвах Иркутска

Вся территория г. Иркутска находится в зоне действия довольно активного Ангарского разлома, который был выявлен по геофизическим данным в начале 70-х годов XX века. Ангарский разлом является наиболее крупным разрывным нарушением на юге Иркутского амфитеатра. Он непрерывно прослеживается от истока Ангары и далее на северо-запад вдоль ее русла на протяжении 100 км и развивается как правосторонний взбросо-сдвиг. Ангарский разлом оперяется системой более мелких разломов. В частности, вся территория г. Иркутска представлена блоками, разделенными тектоническими разломами, сопряженными с Ангарским.

Детальные археологические и педолитологические исследования на территории г. Иркутска выявили разнообразные следы гетерохронных сейсмотектонических событий разной интенсивности. Особенно богатая информация была получена при геoarхеологическом изучении обширного (более 5,5 га) левобережного участка долины р. Ангары в районе строительства подъездных путей к новому мосту через Ангару. Эта территория получила название геoarхеологический объект (ГАО) «Новый ангарский мост». Спасательные археологические раскопки сопровождались педолитологическими и стратиграфическими исследованиями на площади около 20 тыс. м². Автором было детально изучено строение отложений в шурфах, траншеях, раскопах, скважинах. Исследовалось строение стенок выработок (несколько тысяч квадратных метров), днищ раскопов и строение отложений по скважинам (11 скважин глубиной по 10–15 м), из которых отбирались керны ненарушенного сложения. Полученный обширный педолитологический материал позволил выявить на разных участках изученной территории разнообразные следы сейсмотектонических процессов.

Разрез: квартал 80, ул. Багдана Хмельницкого

Примером наиболее поздних сейсмодетформаций в центральной части г. Иркутска, является микросброс амплитудой 3 см, обнаруженный в сдвоенной гумусированной прослойке в урбаноземах. Подстилающая часть горизонта урбик содержит культурные остатки первой половины XIX века, а перекрывающая часть, запечатывающая микросброс, является культуросодержащим слоем, датированным Н. Е. Бердниковой интервалом 1862–1878 годы (Бердникова, Воробьева, Аржанникова, 2000; Воробьева, Бердникова, 2003). Резкость границ микросброса дает основание считать, что в момент деформации почва была в мерзлом состоянии. Элементы падения сбросовой трещины соответствуют направлению сейсмических волн, пришедших с востока. Хронологически это событие хорошо коррелируется с Цаганским землетрясением 1 января (14 января) 1862 года, в результате которого на восточном побережье оз. Байкал образовался обширный залив Провал.

Указанный микросброс кажется настолько незначительным, что не может отражать той интенсивности землетрясения, которое было в январе 1862 года. Однако следует учесть, что вниз по разрезу амплитуда смещений обычно возрастает. Следовательно, отмеченная дислокация в приповерхностном слое представлена минимальной амплитудой. К сожалению, отсутствие отчетливой слоистости в строении глубжележащей толщи данного урбанозема не позволяет выявить смещения грунта в более глубоких частях почвенного профиля. Несомненно, где-то на западном побережье Байкала, включая Иркутск, должны сохраниться более выразительные следы Цаганского землетрясения, но пока они не обнаружены.

(Сила Цаганского землетрясения 8–10 баллов, магнитуа землетрясения 6–6,5. Количество авершоков 13–14, они продолжались более суток. Это сейсмотектоническое событие привело к тому, что в северной части дельты р. Селенги блок суши площадью более 200 км² вместе с поселком и угодьями

ушел под воду на глубину 10–11 м. Люди успели выбраться, но огромное количество скота погибло. На восточном берегу Байкала вблизи эпицентра в земле образовывались щели, из которых шла вода с илом. В момент землетрясения в Иркутске закачались и затрещали все строения, самопроизвольно раскачивались и звонили колокола, слышался треск от раскалывающейся мерзлой земли, стоял шум от ломающегося льда на Ангаре и Ушаковке).

Разрез на территории курорта Ангара

Правый высокий борт долины р. Иркут сложен буровато-желтыми юрскими песчаниками и алевролитами. Шурфом, глубиной 1,2 м, заложенным примерно в 50 м от уступа, был вскрыт профиль дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы. На глубине 80 см почвенный горизонт В₂ подстилается очень светлой, почти белой глиной с лимонно-желтыми пятнами, обогащенными гидроксидами железа. На контакте белой глины с почвой фрагментарно сохранилась слаборазвитая погребенная почва, которая по своему облику и стратиграфическому положению сопоставляется нами с одной из финально-сартанских почв (предположительный возраст около 12 тыс. лет).

Исследования показали, что белый глинистый слой, подстилающий дерново-подзолистую почву, не содержит карбонатов, не является остатком глинистой коры выветривания. По своему валовому составу и химическим свойствам, содержанию и составу глинистых минералов он идентичен коренным юрским породам. Это дало основание рассматривать необычный белый слой как «глинку трения» («глинку тектоническую»), т. е. как глинистую массу, образовавшуюся вдоль плоскости разрыва при интенсивном дроблении и перетирании юрских пород. Глинки трения имеют на исследуемом участке локальное проявление, в соседних шурфах они не обнаружены.

Время тектонического события оценивается как сартанское (вероятно, позднесартанское, но старше 12 тыс. лет). При этом автор исходит из следующих аргументов:

- основным стратиграфическим репером события является погребенная слаборазвитая почва финально-сартанского возраста (возраст примерно 12 тыс. лет), перекрывающая глинки трения;
- между глинками трения и финально-сартанской почвой нет следов никаких других отложений;
- глинки трения имеют хорошую сохранность, а лимонно-желтая окраска пятен ожелезнения и их диффузные границы позволяют считать процессы сегрегации гидроксидов железа довольно молодыми.

Обнаруженные глинки трения являются свидетельством тектонических подвижек (сдвиг), обусловленных сильным землетрясением. Судя по всему, это событие должно быть как-то связано с историей формирования самого молодого участка долины Ангары – от Байкала до устья Иркуты.

Известно, что исток р. Ангары (Ангарская прорезь) образовался в результате опускания блока пород в Байкал на глубину 900 м (Лут, 1964). Время этого события остается неясным. Одни исследователи относят его к среднему плейстоцену, другие (Голубев, 1982; Кононов, Мац, 1986) – к концу позднего плейстоцена – 20–10 тыс. лет назад

Вполне вероятно, что глинки трения, обнаруженные в данном разрезе, являются следами событий, связанных с образованием Ангарской прорези и Лиственничного залива на Байкале. Активизация Ангарского разлома в позднесартанское время подтверждается и при исследовании других разрезом в г. Иркутске и в долине р. Белой.

ГАО Новый ангарский мост

В 1999 году при рекогносцировочном геoarхеологическом обследовании территории ГАО Новый ангарский мост, в ходе комплексных археологических (руководитель И. Л. Лежненко), педолитологических (Г. А. Воробьева) и сейсмотектонических исследований (А. В. Аржанникова) были обнаружены трещины тектонического происхождения, смещающие различные датированные горизонты. Четко удалось выявить только два сейсмических события: одно из них произошло 14 тыс. лет назад, другое – примерно 9–11 тыс. лет назад. В остальных случаях удалось определить только относительный возраст события – моложе 11 тыс. лет. Все изучаемые трещины имели сбросовый характер, что осложняло их диагностику как тектонических, так как сбросовые трещины могут формироваться и в результате гравитационных и мерзлотных процессов.

В случае гравитационного происхождения падение трещин должно быть в сторону реки, т. е. в данной ситуации – на северо-восток. Однако большинство трещин имели падение на юго-восток, некоторые – на юго-запад, т. е. в сторону обратную падению естественного склона. Трещины, секущие морозобойные клинья и солифлюксий, не могут иметь мерзлотного происхождения, так как являются более поздними, чем финально-сартанские криогенные процессы и явления. Зафиксированные разрывные нарушения верхнеплейстоценовых отложений с амплитудой до 40 см, могли быть результатом крупных транзитных землетрясений, произошедших 14 тыс. лет назад и 11–9 тыс. лет назад (Формы проявления..., 2007). В конкретной ситуации к транзитным относятся землетрясения, связанные с зонами Главного Саянского, Тункинского, Приморского и других разломов, к местным – землетрясения, связанные с зоной Ангарского разлома.

При продолжении геoarхеологических исследований на ГАО Новый ангарский мост в 1999–2002 годы Г. А. Воробьевой были зафиксированы разнообразные следы сейсмотектонической природы. Наиболее интересная информация была получена по скважинам, предназначенным для изучения стратиграфии и генезиса отложений. Было пробурено 11 скважин (глубиной до коренных пород, но не более 15 м). Педолитологическое исследование керн на ненарушенного сложения позволило получить очень интересную информацию, объясняющую особенности рельефа с сейсмотектонических позиций.

Ступенчатый характер рельефа

В береговой полосе, на изученном участке шириной менее 150 м, рельеф имеет ступенчатый характер. Пойма (высотой 1–2 м), террасовидные площадки (высотой 10–12 м и 14–16 м) и пологий склон (19–22 м) разделяются

уступами, хорошо выраженными в современном рельефе. Ступенчатость проявляется и по гипсометрическому положению кровли коренных пород, представленных юрскими песчаниками, а также по особенностям строения вышележащей толщи рыхлых отложений, установленным при педолитологическом изучении кернов ненарушенного сложения (рис. 7, табл. 4).

Таблица 4

**ГАО Новый ангарский мост.
Морфометрические данные строения разрезов отложений на разных элементах
рельефа (по результатам бурения)**

Относительные отметки над урезом Ангары	Пойма	Террасовидные поверхности		Склон
Современная поверхность	1–2 м	10–12 м	14–16 м	19–22 м
Кровля песчано-галечного аллювия	нет	9–10 м	11–12,3 м	9–11 (16 м)
Подшва песчано-галечного аллювия	нет	5,5–6 м	6–6,5 м (4,5 м)	6,5–8 м
Кровля коренных юрских пород	–7м	+3 м	+4,5–6 м	< 6м
Мощность отложений				
Мощность субаэральных отложений	?	0,5–0,7 м	1,5–4 м	5–9 м
Мощность древних пойменно(?)–болотных отложений	нет	нет	1–1,2 м	<1 м
Мощность песчано-галечного аллювия	нет	3–5 м	5–6 м	4 м
Мощность древних рыхлых (делювиальных?) юрских отложений, подстилающих аллювий	2,5 м	2,5–3 м	1–2 м	Вскрыто ~1 м

Особенно резко выражен уступ между 10–12-метровой узкой террасовидной поверхностью и поймой у ее подножья. Перепад высоты кровли коренных пород здесь достигает 10 м, что свидетельствует о значительной амплитуде сброса блока юрских песчаников. К тому же разрез на пойме представлен не аллювием, как следовало бы ожидать, а продуктами перемыва склоновых отложений. Отсутствие обычного руслового и пойменного аллювия может быть следствием тектонического события в относительно недалеком прошлом.

Аллювиальные отложения в виде толщи галечников, средней мощностью 5 м, и залегающих на них 1–2-метровой толщи пойменно(?)–болотных отложений вскрываются не в пойме, а в разрезе террасовидных поверхностей и пологого склона (рис. 7, В).

Есть все основания предполагать, что в полосе шириной 150 м от берега Ангары существуют 3 разлома, субпараллельных руслу реки. Один разлом – между 10–12-метровой поверхностью и поймой – амплитуда смещения кровли коренных пород 10 м. Второй разлом – между 14–16-метровой и 10–12-метровой поверхностями, амплитуда смещения 2–3 м. Третий разлом – в пределах склона на отметке примерно 20 м, где резко падает уровень грунтовых вод (с 7 м практически до нулевых относительных отметок).

Сброс грунтовых вод, вероятно, идет по трещине в толще юрских пород, что приводит к обезвоживанию песчано-галечного аллювия. В результате аллювий, лишенный связи с грунтовыми водами и отрезанный от внутри-грунтового стока влаги с основного склона, превращается в совершенно сухой, импермацидный слой. Только верхние 0,5–1 м аллювия могут быть слегка увлажненными от просачивающихся остатков атмосферной влаги.

Песчано-галечный аллювий на данном участке долины Ангары исходно был представлен единым телом мощностью 5–6 м. Судя по перекрывающим отложениям, возраст аллювия следует относить к среднему плейстоцену. Отличительная черта рассматриваемого аллювия – значительное присутствие пылеватых фракций, очень светлая – кремевая окраска, залегание аллювия на рыхлых продуктах разрушения и (делювиального?) переотложения юрских пород. Изучение сложения аллювия в обрыве к пойме показало отсутствие слоистости и сортировки галечного материала, неориентированность галек. Все перечисленные особенности представляются весьма необычными, а потому заслуживают особого внимания при расшифровке истории формирования долины Ангары в ее верхнем течении (от истока до устья Иркута).

Судя по полученным результатам, на данном участке левого борта долины мы имеем дело с террасой, которая формировалась в конце среднего – начале позднего плейстоцена и, судя по мощности руслового аллювия, принадлежала довольно крупной реке. В дальнейшем единое тело террасы было разбито разломами и трансформировалось в террасовидные поверхности разных уровней, а тыловая часть террасы морфологически преобразовалась в склон.

Имеющиеся на данный момент материалы и анализ особенностей строения разрезов позволяют предполагать, что все три ступени в коренных породах сформировались как следствие одного крупного или серии сближенных во времени тектонических событий, произошедших в конце сартанского времени. Топографическим отражением этой системы сбросов явился ступенчатый характер рельефа, ошибочно интерпретируемый геологами как серия разновозрастных речных террас.

Сбросовые дислокации способствовали активизации денудационных процессов, которые особенно сильно проявились вблизи русла реки на 10–12-метровой террасовидной поверхности. Здесь все верхнеплейстоценовые отложения были уничтожены, а голоценовое осадконакопление и почвообразование началось на денудированной поверхности среднеплейстоценового импермацидного аллювия. Отмеченная специфика пород и потеря связи с основным склоном способствовали остепнению участка и формированию здесь гумусово-аккумулятивных почв, условно относимых к черноземам, но отличающихся от последних очень слабым развитием срединного горизонта В.

На 14–16-метровой поверхности голоценовое осадконакопление и почвообразование началось на эродированной поверхности позднеплейстоценового возраста. Возраст и генезис отложений, рассматриваемых почвоведом как горизонт С, на разных участках этой террасовидной поверхности представлен фрагментами пойменных, предположительно казанцевских отложений, или перекрывающих их делювиальных и делювиально-солифлюк-

ционных отложений муруктинского, каргинского и раннесартанского возраста. На ряде участков горизонт С представлен средне- и поздне-сартанскими делювиальными и лессовидными суглинками. Пойменные и делювиально-солифлюкционные отложения имеют глинистый состав, повышенную плотность, увлажненность и обильные железисто-марганцевые новообразования, вероятно, реликтовые в значительной своей части. Делювиальные и лессовидные отложения характеризуются суглинистым составом, иногда с прослойками супесей, имеют светлый цвет и повышенное содержание карбонатов. Вследствие разнообразия состава пород, подстилающих голоценовую толщу, строение профиля почв и их свойства существенно варьируют на разных участках 14–16-метровой террасовидной поверхности.

Отложения 19–22-метровой склоновой поверхности характеризуются лучшей сохранностью. Их разрез является наиболее полным: здесь хорошо представлены почти все стратиграфические подразделения верхнего плейстоцена и голоцена.

Скрытая тектоническая трещиноватость была выявлена в горизонте С и горизонте В серых лесных почв в виде систем тонких (около 1 мм) параллельных трещин, ориентированных в направлении близком к север-юг. Трещины становились заметными только при слабом подсыхании стенок раскопов и траншей. По уровню запечатывания в разрезах отложений, трещины были отнесены к трем генерациям (рис. 8).

Ранняя генерация представлена субвертикальными трещинами с расстояниями между ними 10–20 см. Смещения отсутствуют. Трещины этой генерации запечатываются сартанскими отложениями возрастом 18–14 тыс. лет. Судя по уровню запечатывания, трещинообразование имело место около 18 тыс. лет назад.

Средняя генерация трещин имеет наклонный характер (угол наклона 75–80°). Расстояние между трещинами 30–50 см. Смещения отсутствуют. Трещины запечатываются погребенной почвой-I финально-сартанского возраста (примерно 12 тыс. лет).

Поздняя генерация трещин имеет субвертикальное направление. Расстояние между трещинами 20–30 см. Амплитуда смещения по трещинам 1–2 см. Уровень запечатывания – средний голоцен. Среднеголоценовые отложения, представлены нижней наиболее гумусированной частью горизонта А (6600±70 лет назад, СОАН-5188).

Стенки трещин, проходящих через раннесартанский солифлюксий, бывают густо покрыты порошистыми гидроксидами железа, а в перекрывающем сартанском делювии – порошистыми карбонатами. Таким образом, трещины служат путями миграции и аккумуляции подвижных элементов.

Трещины-щели. При зачистке днищ раскопов на глубинах 1,5–2 м были обнаружены трещины-щели (рис. 9, А), которые имеют протяженность до 2–3 м и максимальную ширину раскрытия 10–15 см. Контур трещин отчетливо выражены благодаря заполнителю, контрастирующему по цвету с вмещающими палевыми лессовидными суглинками. Заполнитель трещин-щелей –

темный гумусированный материал горизонта А и бурый материал горизонта В. Такой заполнитель свидетельствует, что к моменту раскрытия трещины горизонт В уже существовал, а на поверхности почвы был высокогумусный горизонт А. Это дает основание считать, что раскрытие трещин происходило не ранее среднего голоцена. Формирование подобных структур, вероятно, связано с появлением зон растяжения, обычно сопровождающих сдвиговые деформации пород. Трещины-щели в вертикальном срезе имеют вид глубоких гумусовых языков, уровень заложения которых находится в пределах горизонта А. Языки прорывают горизонт В и уходят в горизонт С на значительную глубину, почти не меняя своей ширины. В зависимости от положения вертикального среза (в центральной части щели или на участках ее закрытия, перпендикулярный или косой срез по отношению к оси щели) ширина таких сейсмогенных гумусовых языков может быть различной.

Следы сейсмостектонических деформаций на участках, нарушенных финально-сартапским криогенезом. Пониженная прочность морозобойных структур благоприятствует разгрузке в них тектонических напряжений. При этом наблюдаются следующие варианты деформаций:

1. Дробление в зонах морозобойных клиньев. Глеевый заполнитель морозобойного клина обычно разбивается на блоки, нередко смещенные относительно друг друга на 2–5 см (иногда до 30 см). Смещения представлены в основном микросбросами. Если вне мерзлотных клиньев трещины идут параллельно и пересекают слои в субвертикальном направлении, то в морозобойных структурах они, как правило, меняют направление и уходят радиально к центру морозобойных структур. Поскольку эти трещины секут заполнитель посткриогенной структуры, то их следует относить к голоценовым, при этом возможны две генерации деформаций – раннеголоценовая и среднеголоценовая.

2. Дробление грунта и микровзбросы. Такие варианты деформаций обнаружены на участках сочленения морозобойных структур разной степени выраженности. В месте сочленения второстепенной криогенной трещины с мощной криогенной структурой северо-западного простирания грунт был разбит на микроблоки и дислоцирован. Амплитуда вертикального смещения микроблоков – 10–20 см (рис. 9, Б). Деформации запечатаны спокойно залегающими среднеголоценовыми отложениями, представленными почвенными горизонтами А и В серых лесных почв. Это дает основание считать деформации раннеголоценовыми.

3. Деформации грунта в крестовинах пересечения двух мощных систем морозобойных трещин. На днищах раскопов глубиной 1,5–2,2 м, обычная крестовина пересечения двух систем морозобойных трещин иногда имеет ряд особенностей строения. Например, разгрузка сейсмостектонического напряжения вдоль криогенной трещины северо-западного простирания может сопровождаться дугообразным изгибанием морозобойных трещин, разрывами и деформацией грунта (формированием валика напора) (рис. 9, В). Амплитуда горизонтального сдвига при этом может составлять до 3 м. Возраст изученных деформации подобного типа предположительно раннеголоценовый.

4. Валик напора в подобных структурах бывает отчетливо выражен на глубине 1–1,2 м и более от дневной поверхности. Его ширина около 0,5 м, высота 0,2–0,4 м. Образование валика напора сопровождается внедрением грунта подстилающих (например, галечно-глинистых раннесартанских или более древних отложений) в позднесартанские. Перед валиком напора происходят пластические деформации сартанских отложений: их коробление и приобретение мелкой волнистости. Горизонтальный срез таких отложений характеризуется мелкопятнистым и муаровым рисунком.

5. Полосчатость заполнителя криогенных трещин. На участках, где направления тектонических сдвигов совпадало с направлением криогенных трещин, заполнитель морозобойных трещин приобретал полосчатый характер, отчетливо выраженный в горизонтальных и вертикальных срезах (рис. 9, Г). Полосчатые вертикальные срезы запечатаны ранне-среднеголоценовыми отложениями. Отсюда следует, что горизонтальные смещения криогенных блоков происходили в раннем голоцене. На горизонтальных срезах полосчатых трещинных структур обнаружены мелкие поперечные трещинки протяженностью 30–40 см, имеющие преимущественную ориентацию запад-восток (с отклонениями от указанного направления в пределах $\pm 20^\circ$), т. е. направление, поперечное основному вектору тектонических подвижек. Эти трещинки хорошо маркируют амплитуду наиболее поздних горизонтальных смещений, которая обычно равна 1–2 см, редко до 5 см. Их предположительный возраст – среднеголоценовый.

Таким образом, в отложениях на территории г. Иркутска выявлены разнообразные следы сейсмостектонических событий, которые можно датировать следующим образом (табл. 5).

Таблица 5

Сейсмостектонические события на территории г. Иркутска и их хронология

Объект	Следы сейсмостектонических событий	Возраст
Новый ангарский мост	Вертикальная трещиноватость, без смещения	~18 тыс. лет
Новый ангарский мост	Сбросы с амплитудой до 40 см	~14 тыс. лет
Курорт Ангара	Глинки трения (глинки тектонические)	>12 тыс. лет
Новый ангарский мост	Наклонная трещиноватость, без смещения	>12 тыс. лет
Новый ангарский мост	Сбросы n·1–n·10 см	11–9 тыс. лет
Новый ангарский мост	Сброс блока ниже современного уреза Ангары	HL ₁ -?
Новый ангарский мост	Сдвиг с горизонтальной амплитудой 3 м, разрывы и пластические деформации грунта	HL ₁
Новый ангарский мост	Микровзбросы	HL ₁
Новый ангарский мост	Полосчатость в криогенных трещинах	HL ₁
Новый ангарский мост	Вертикальная трещиноватость, амплитуда смещения 1–2 см	6,6 тыс. лет
Новый ангарский мост	Трещины-щели – текстуры растяжения	HL ₂
Новый ангарский мост	Мелкая трещиноватость, поперечная полосчатым трещинам	HL ₂ - HL ₃ -?
Ул. Б. Хмельницкого	Микросброс с амплитудой 1–2 см	1862 г.

По имеющимся в нашем распоряжении данным, самыми значительными были сейсмотектонические события в позднесарганское время 14–12 тыс. лет назад и на рубеже позднего плейстоцена и голоцена – 11–9 тыс. лет назад

2.2.2. Следы сейсмотектонических событий в плейстоцен-голоценовых отложениях долины р. Белой

Для территории Прибайкалья характерна густая сеть разломов, разбивающая поверхность на отдельные блоки. Следы разрывных нарушений четвертичного времени чаще всего выражены в виде протяженных морфолинеаментов, подчеркнутых линейной ориентировкой форм рельефа. Тектонические подвижки блоков отражаются на плановой конфигурации речной сети, определяют интенсивность и направленность экзогенных процессов, влияют на почвообразование. Деформации голоценовых отложений на поймах, террасах, у подножий склонов отражают современные тектонические движения блоков.

Река Белая (крупный левый приток Ангары) характеризуется тектонически обусловленным (ортогональным, ромбическим) рисунком своего русла и русел боковых притоков, субпараллельно-линейным рисунком овражно-балочных систем, приуроченных к зонам мелкой трещиноватости, наличием уступов-сбросов и других линеаментов (рис. 10). Своеобразие конфигурации русла выражается в сочетании прямолинейных, но при этом зигзагообразных, отрезков долины и четковидных расширений, форма и состав отложений в которых указывает на существование проточных озер.

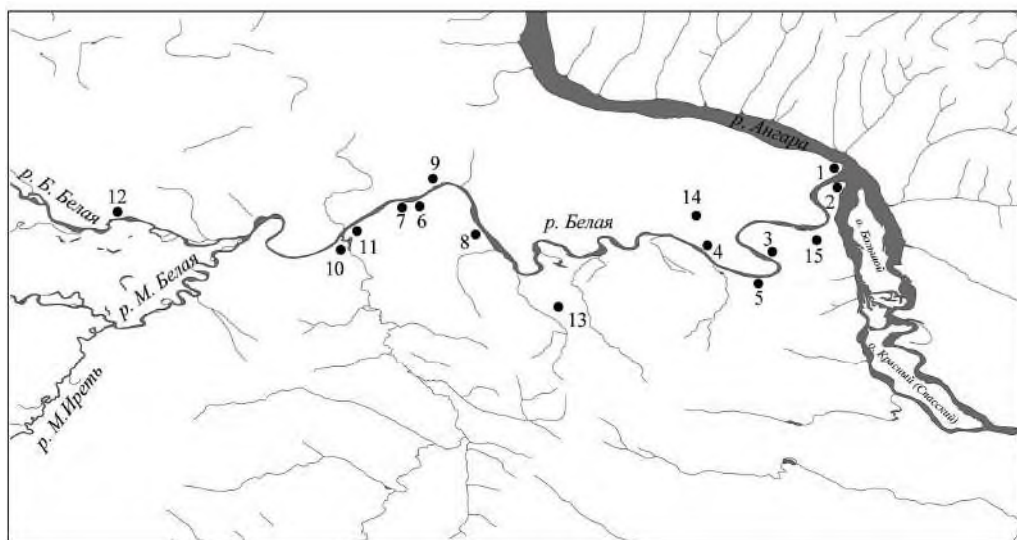


Рис. 10. Долина реки Белой. Планиграфия русла реки Белой и местонахождение георхеологических объектов

Георхеологические объекты: 1 – Усть-Белая; 2 – Галашиха, Шумилиха; 3 – Сосновый Бор; 4 – Мальта; 5 – Мальта-Мост-I; 6 – Горелый Лес; 7 – Луговая; 8 – Могой; 9 – Узкий Луг; 10 – Мишелевка-Сад; 11 – Усть-Хайта; 12 – Мотово; 13 – Сосновка-карьер; 14 – Новомальтинский карьер; 15 – Бадай-V

Формирование озер, по нашим представлениям, являлось следствием сейсмоструктурных процессов, приводивших к периодическому перегораживанию русла р. Белой и образованию запруд. В дальнейшем деятельность реки и тектонические подвижки приводили к спускам озер и активизации эрозионных процессов, сопровождавшихся обвалами, оползнями, формированием ложбин стока и сходом селеподобных гравитационных потоков по бортам долины.

Следы всех этих процессов отчетливо выражены в особенностях строения долины р. Белой и прослежены на всем ее протяжении от места чуть выше слияния Малой и Большой Белой в р. Белая до ее устья. Среди следов сейсмоструктурных событий отмечаются как довольно древние, так и относительно молодые – сартанского и голоценового возраста, в том числе позднеголоценового. В соответствии с тематикой данной работы мы посчитали необходимым акцентировать внимание только на те события, которые повлияли на «современное» почвообразование, и при этом показать разнообразие их следов в разрезах отложений.

Разрез Мотово

Разрез расположен в 2 км на ЮЗ от дер. Мотово, у подножья крутого склона (до 20–30°), на участке сопряжения его с поймой реки Большая Белая (рис. 10, 11).

В нескольких десятках метров вверх по склону в рельефе отчетливо выражен небольшой уступ и ложбинка, идущая поперек склона. Она маркирует ров, отделяющий от основного склона его нижнюю часть. Основной склон покрыт обычным сосновым лесом с хорошо развитым травянистым покровом. На отсеченном участке склона лес представлен усыхающими соснами, травянистый покров отсутствует, поверхность почвы покрыта рыжей хвоей. Хорошо выражена приствольная аккумуляция хвои и мелкозема (делювия).

Шурф глубиной 2 м, заложенный на относительной отметке 4 м, т. е. на уровне поймы, вскрыл не пойменные, а субаэральные отложения. В низах разреза находится осыпь, сложенная щебнем нижнекембрийских доломитов. В средней и верхней части разреза вскрыты делювиально-коллювиальные дресвянистые суглинки (дериваты нижнекембрийских доломитов) с небольшим участком аллювиального песка и плиточек юрского каменного угля, занесенных во время паводков. Средняя часть разреза на глубине 90–180 см хорошо гумусирована. В ее строении различаются три гумусовых горизонта.

Вышележащие отложения – низкогумусные, светлые желтовато-буроватые и палево-желтые делювиальные дресвянистые суглинки. Их особенность – необычайная сухость, высокая плотность и «безжизненность». Слабая проработка биотой обеспечила хорошую сохранность делювиальных слоев, средней мощностью около 1 мм. Если считать делювиальные слои следствием годовой ритмики осадконакопления, то по расчетным данным возраст делювиального слоя не менее 1000–1200 лет. Если исходить из того, что активизация делювиального смыва происходила в течение года неоднократно, то время формирования делювиального наноса может быть во много раз

меньше и, возможно, это следы совсем недавнего события. В пользу последней версии свидетельствует наблюдаемое усыхание сосняка и приствольные делювиальные наносы максимальной мощности 10–12 см. В любом случае, нормальное почвообразование в подножье склона было прервано в субатлантическое время. Мы связываем резкие изменения в характере осадконакопления и почвообразования с разрывом горных пород, прошедшим субпараллельно руслу р. Большой Белой и основному Аларь-Бельскому разлому и отсекающим часть склона. В результате этого события, отсеченная часть склона перестала получать дополнительную влагу поверхностного и внутрипочвенного стока. Вместе с тем крутизна отсеченного участка благоприятствовала гравитационной неустойчивости рыхлых осадков и легкому их вовлечению в делювиальный смыв.

По данным А. В. Аржанниковой, шурф был заложен у подножия основного уступа Аларь-Бельского разлома. На этом отрезке разлом выражен крутым уступом субширотного простирания с углом падения до 90°. Субпараллельно ему в 40–60 м севернее проходит зона тектонического нарушения, представленная в рельефе небольшим уступом высотой 1,5–2 м. Вероятно, по этому разрыву происходит отседание скального блока с вымыванием раздробленного материала. Во вскрытых шурфом рыхлых отложениях запечатлены следы недавнего обновления зоны разлома.

Разрез Сосновка-карьер

В карьере на южной окраине пос. Сосновка в толще озерно-аллювиальных песчано-супесчаных отложений Н. Е. Бердниковой были обнаружены следы сейсмодислокаций в виде системы взбросовых трещин. При изучении стратиграфии и генезиса отложений в нескольких метрах от системы трещин Г. А. Воробьевой была зафиксирована сейсмогенная структура растяжения, представленная дайкообразным субвертикальным телом, отличающимся от вмещающих отложений пониженной плотностью сложения, оглеением и увлажненностью. Сейсмотектонические исследования, выполненные А. В. Чипизубовым и А. В. Аржанниковой (Погребенные..., 2001; Формы проявления..., 2007), показали, что обнаруженная система трещин в нижней части разреза имеет амплитуду взбросов 28 см. Вверх по разрыву амплитуда уменьшается до 15–14 см, и далее в верхней части озерно-аллювиальных отложений – до 10–4 см. На этом уровне трещины запечатываются раннесартанскими субазральными образованиями, что свидетельствует о досартанском возрасте сейсмотектонического события. Исследования показали, что изученная система взбросовых трещин могла образоваться в результате двух или даже четырех актов разломообразования. Расчетная магнитуда землетрясения $M = 6,1$. Обнаруженная погребенная палеосейсмодислокация имеет важное научное значение, так как она находится в пределах Сибирской платформы, считающейся довольно стабильной территорией (Погребенные..., 2001).

(Чтобы представить силу землетрясения с магнитудой 6,1, его можно сопоставить с землетрясением в 8 баллов в современных городах. Сила

8-балльного землетрясения оценивается как разрушительная. При таком землетрясении в городах происходят средние и сильные повреждения домов, падают трубы, сдвигаются или опрокидываются памятники. На крутых склонах и сырой земле появляются трещины.)

Возможно, что именно сейсмотектоническое событие вызвало разрушение ранее сформированной запруды и спровоцировало спуск озера.

ГАО Сосновый Бор

Активная новейшая тектоника в долине р. Белой привела к расчленению поверхности на отдельные блоки, испытывающие тектонические движения разной амплитуды и разного знака (поднятия, опускания, перекосы поверхности, горизонтальные смещения). Перекос поверхности ряда блоков существенно изменил исходные гипсометрические уровни руслового аллювия на разных плечах блоков (рис. 12, А, В). Это спровоцировало стремительное перемещение части аллювиальных осадков вниз по наклонной поверхности блоков в момент тектонических подвижек и привело в последующем к изменению условий осадконакопления и почвообразования в разных частях перекошенных блоков – появлению новых зон денудации, транзита и аккумуляции.

Например, в поднятом плече тектонического блока на участке, где расположен ГАО Сосновый Бор, денудацией была обнажена толща аллювиальных (предположительно, среднеплейстоценовых) отложений, представленных песками и подстилаемых галечниками (рис. 12, Г).

Перекос поверхности мальтинского и сосновоборского тектонических блоков мы предположительно относим к рубежу среднего и позднего неоплейстоцена. Основанием для этого служат результаты исследования стратиграфии рыхлых отложений на мальтинском тектоническом блоке, к поднятому плечу которого приурочена всемирно известная многослойная палеолитическая стоянка Мальта. Здесь на остатках среднеплейстоценового галечного аллювия залегает субаэральная толща отложений, не имеющих признаков гидроморфизма. В основании субаэральной толщи находится верхнеигетейская палеопочва, формирование которой приходилось на позднеказанцевское время (рис. 12, А, В). Исходя из этого факта, можно считать, что перекос блока произошел до позднеказанцевского времени, т. е. в интервале конец среднего – начало позднего неоплейстоцена, предположительно в раннеказанцевское время.

Вследствие перекоса поверхности песчаная толща аллювия на поднятом плече мальтинского блока была транспортирована на опущенное плечо, где образовала мощные песчаные толщи. А на поднятом плече сосновоборского блока песчаный аллювий был уничтожен лишь частично. Вследствие перекоса поверхности блока нарушилось обводнение плаща рыхлых отложений, а иссушение остаточной толщи аллювиальных песков привело к активизации эоловых процессов, образованию дюн, гряд и котловин выдувания, поверхностей дефляции (рис. 12, Г). Развитию этих процессов особенно благоприятствовали криоаридные климатические фазы. Активное развитие эоловых

процессов происходило в сартанское время, но его следы хорошо видны даже на аэрофотоснимках (см. рис. 12, Б).

Только в голоцене произошло ослабление эоловых процессов и закрепление песков растительностью. На дюнах стали формироваться дерново-подзолистые почвы (боровые пески), на днищах котловин, аккумулирующих поверхностную влагу, – разнообразные оглеенные почвы от дерновых лесных глееватых и глеевых до болотных иловато-глеевых. При этом почвы в котловинах выдувания обычно сильно окарбоначены. Поставщиком карбонатов являются коренные породы – доломиты нижнего кембрия, залегающие ныне на небольшой глубине (1–3 м) от современной поверхности.

Разрез дюн на ГАО Сосновый Бор вскрывает серию погребенных верхнеплейстоценовых котловин выдувания и очагов выноса, на днищах которых формировались сартанские иловато-глеевые почвы (рис. 12, Г). Погребенные вогнутые почвенные тела являются в настоящее время ловушками для атмосферных осадков, провальню фильтрующихся через песчаные отложения.

Разрез Новомальтинский карьер

Разрез «Новомальтинский» расположен на левобережье р. Белой между селами Ново-Мальтинск и Мальта, вблизи Ангарского разлома. Разлом трасируется вдоль западной ветви Мальтинской излучины р. Белой.

Строение почвы изучено в шурфе, заложенном вблизи карьера на ненарушенном участке (рис. 13, А). Верхняя часть профиля почвы сложена спокойно залегающими отложениями голоцена, которые представлены горизонтом А мощностью от 30 до 40 см и очень маломощным (7–12 см) горизонтом В. Глубже лежащие отложения сильно деформированы. В их строении выделяются прочные блоки белесых (сильно окарбоначенных) лессовидных суглинков (sr^4), вдавленных в подстилающие отложения (sr^3), и карманообразные структуры, рыхло заполненные материалом обрушения и намыва отложений с их стенок. Подстилающие эолово-делювиальные лессовидные суглинки (sr^3) сильно нарушены трещинами.

Следует отметить, что позднесартанские лессовидные суглинки (sr^4) имеют в регионе очень широкое распространение. В почвенном профиле их обычно рассматривают как горизонт Vca. Но на исследуемом участке этот горизонт разорван на отдельные блоки, между которыми располагаются рвы, глубиной 1,5–2 м (в срезе они имеют вид карманообразных структур).

В зачищенной стенке карьера деформации выражены еще сильнее: здесь блок белесых позднесартанских суглинков (sr^4) обрушен на глубину более 1 м от первоначального уровня своего залегания (рис. 13, Б). Под блоком обрушения сейсмотектониками (Формы проявления..., 2007) выявлен разрыв – зона дробления шириной примерно 10 см, пересекающая всю вскрытую 6-метровую толщу верхнеплейстоценовых отложений. По мнению сейсмотектоников, обрушение блока позднесартанских суглинков произошло в месте выхода разрыва на поверхность. Выявленные деформации палеоповерхности позднесартанского времени на простирации зоны дробления могут быть следствием импульсной подвижки на этом участке Ангарского разлома на

рубеже плейстоцена/голоцена или в раннем голоцене, учитывая очень слабое проявление раннеголоценовых отложений в рассматриваемых разрезах.

Результаты исследования состояния позднесартанских отложений показывают, что вследствие разрывных сейсмодеформаций позднесартанская поверхность Ново-Мальтинского участка покрылась трещинами шириной примерно 1 м. Раскрытие трещин указывает на значительную силу землетрясения. При землетрясении в 10 баллов образуются трещины шириной до 1 м, при интенсивности в 11 баллов – многочисленные более широкие трещины. Таким образом, следы сейсмического события в финале сартанского или начале голоценового времени свидетельствуют о его большой разрушительной силе, по крайней мере, – не менее 9 баллов. Землетрясения силой 9 баллов называются опустошительными, силой 10 баллов – уничтожающими, 11 баллов – катастрофическими.

Разрезы приустьевое участка долины р. Белой

В разрезе ГАО Усть-Белая (устье р. Белой, левый берег) отмечены (Бердникова, Воробьева, Ощепкова, 1998) три коллювиально-солифлюкционных «языка», внедрившихся в толщу пойменных сартанских отложений. Возраст нижнего – более 23–25 тыс. лет, среднего – более 18 тыс. лет, верхнего – в интервале 11,9–10,3 тыс. лет. Неоднократные смещения грубообломочного материала по пологим склонам, вероятно, были спровоцированы довольно интенсивными сейсмотектоническими событиями.

На правобережном приустьевом участке р. Белой (ГАО Галашиха) и на примыкающем участке долины Ангары (ГАО Шумилиха) в пойменных сартанских отложениях фиксируются следы двух размывов. Ранний размыв может ориентировочно датироваться 14–14,5 тыс. лет назад. Следы позднего более сильного размыва отмечены несколько ниже границы плейстоцена и голоцена. Оба размыва были вызваны необычно высокими паводками, двигавшимися со стороны Ангары.

На левобережье р. Белой (ГАО Усть-Белая) в разрезе 1-й надпойменной террасы к верхам пойменного аллювия приурочен XIV культурный горизонт, по которому имеются даты: 11 930±230 лет назад (ГИН-5329), 11 840±75 лет назад (АА-36914), для XIVб культурного горизонта есть дата – 11 765±70 лет назад (АА-36951). Культурный горизонт перекрыт коллювиально-солифлюкционным шлейфом, фронтальная часть которого подверглась интенсивному размыву с образованием уступа высотой 0,5–0,7 м. В дальнейшем уступ был погребен под слоем крупнозернистого аллювиального песка, сnivelировавшего неровную, размытую поверхность пойменных отложений. Вероятно, сход коллювиально-солифлюкционного языка и размыв его фронтальной части можно считать сближенными событиями, которые происходили в финале сартанского времени примерно 11,5–11 тыс. лет назад

Эти события можно сопоставить с поздним размывом, отмеченным на ГАО Шумилиха и Галашиха. Причиной размыва следует считать тектонические подвижки блоков. Вероятно, это и послужило спусковым механизмом для последующих процессов – стремительного вреза рек Ангары и Белой на

приустьевом участке и смены аллювиального осадконакопления субэвральным. На приустьевом левобережье р. Белой началась дефляция поверхности бывшей поймы, продолжавшаяся и в раннем голоцене.

Сравнение хронологии позднесартан-голоценовых сейсмотектонических событий для юго-восточного (Иркутск) и северо-западного (нижнее течение р. Белой) участков в зоне Ангарского разлома подтверждает существование двух главных импульсов: 14 тыс. лет назад и 12–11 тыс. лет назад. Различия заключаются в том, что импульс на рубеже плейстоцена и голоцена в долине Белой был выражен сильнее, чем в Иркутске. Следы сейсмотектонических событий среднеголоценового возраста в долине р. Белой пока не обнаружены (табл. 6).

Таблица 6

Сейсмотектонические события в долине р. Белой и их хронология

Объект	Следы сейсмотектонических событий	Предполагаемая интенсивность	Возраст
Сосновый Бор	Перекося поверхности тектонического блока	?	Q ₂ -Q ₃
Сосновка-карьер	Система трещин взбросового типа и дайкообразная структура растяжения	8 баллов	Q ₃
Новомальтинский карьер	Зона тектонического дробления Q ₃ отложений, трещины и рвы на sg^4 – поверхности, обрушение sg^4 – блока	≥ 9 баллов	Рубеж Q ₃ -HL ~11–10 тыс. лет назад
Приустьевые участки	Сейсмотектоническая природа событий предполагается: - сход 1-го и 2-го коллювиально-солифлюкционных языка; - размыв (ранний); - сход 3-го коллювиально-солифлюкционных языка; размыв (поздний), врез Ангары и Белой		>23–25 тыс. лет назад >18 тыс. лет назад 14,5–14 тыс. лет назад Рубеж Q ₃ -HL 11,9–10 тыс. лет назад 11,5–11 тыс. лет назад
Мотово	Разрыв и отседание скального блока	≥ 9–10 баллов	<1 тыс. лет

2.3. Феномен рубежа плейстоцена – голоцена и его проявление в почвах Прибайкалья

Непосредственный интерес почвоведов к феномену рубежа объясняется тем, что в большинстве полноразвитых почв Прибайкалья граница плейстоцена и голоцена располагается в пределах почвенного профиля на глубине 60±20 см от дневной поверхности и представляет собой контакт верхней бескарбонатной части почвенного профиля с карбонатной нижней, т. е. контакт горизонтов В/Вса или В/Сса (4, В; 6, Б; 8; 9, В; 25, А, Б; 29, Б, В; 31; 32, А, Б).

Рубеж плейстоцена и голоцена насыщен разноплановыми неординарными событиями, которые проявились не только в резких и глубоких изменениях климата, но и в принципиальных изменениях характера субэзарального осадконакопления и почвообразования, в кардинальной перестройке ландшафтов, исчезновении палеолитического (мамонтового) фаунистического комплекса, трансформации материальной культуры человека (Воробьева, Бердникова, Горюнова, 1998; Воробьева, Бердникова, 2008). Необычность вышеперечисленных событий позволяет считать их исключительными и отнести к природным феноменам.

Известно, что потепление климата, предваряющее начало голоценового межледниковья, началось примерно 14 тыс. лет назад. Однако волна потепления была осложнена похолоданиями, которые в Европейских климатических шкалах обозначаются как дриас-1, дриас-2 и дриас-3. Особый интерес представляет очень глубокое похолодание дриас-3 (DR3 – 11,0–10,3 тыс. лет назад), которое невозможно убедительно объяснить с позиций обычных климатических особенностей переходного периода от ледниковья к межледниковью.

Для объяснения феномена дриас-3 В. А. Зубаков (1986) использует сёрджевую гипотезу, согласно которой потепление климата в завершающую фазу плейстоцена нарушило устойчивость ледового покрова полярных областей и вызвало выброс огромного количества айсбергов в океан. Это привело к увеличению альbedo гидросферы Земли, резкому охлаждению океана и «мгновенному» похолоданию климата.

На рубеже плейстоцена и голоцена прослеживаются следы кардинального преобразования биокосных систем и изменение определенной части биоты. Причиной, спровоцировавшей кардинальные преобразования биоты, традиционно принято считать климатогенный фактор. Однако безвозвратное изменение биоты существенно отличает позднеплейстоцен-голоценовый рубеж от более ранних переходных интервалов от ледниковий к межледниковьям, когда биота переживала кризисы путем миграции, а после очередного переходного этапа вновь возвращалась в состояние гомеостаза, только на несколько ином уровне, поскольку происходила смена экологических доминантов территории.

К объяснению природных феноменов на рубеже плейстоцена и голоцена иногда привлекается и палеомагнитный фактор. Как показывают исследования, изменения климата мезозоя и кайнозоя обнаруживают высокую корреляцию с вариациями геомагнитного поля Земли (Добрецов, Коваленко, 1995). Это обстоятельство дает основание связывать труднообъяснимые климатические колебания на рубеже плейстоцена и голоцена с палеомагнитным событием Гетеборг (12,5–13,4 тыс. лет назад).

В последние десятилетия в связи с появлением новых данных все более пристальное внимание начинает уделяться космическому фактору. Именно с этих позиций мы попытались объяснить ряд природных и культурных феноменов Прибайкалья, происходивших на рубеже плейстоцена и голоцена (Воробьева, Бердникова, Горюнова, 1998; Воробьева, Бердникова, 2008).

Как уже отмечалось ранее, граница между плейстоценовыми и голоценовыми отложениями на геoarхеологических объектах Прибайкалья обычно бывает выражена очень резко и распознается в разрезах надпойменных террас и склонов по следующим литологическим показателям: 1) смене плейстоценовых карбонатных лессовидных отложений бескарбонатными нелессовидными голоценовыми; 2) уровню заложения крупных криогенных трещин. Эти литологические показатели мы рассматриваем как маркеры границы плейстоцена и голоцена, а мощный криогенез, не имеющий аналогов на протяжении всего неоплейстоцена, как терминальное событие плейстоцена.

Смена волн похолодания и потепления не может объяснить, почему так резко прекратилось отложение лессовидных карбонатных пород. Судя по очень резкой (0,5–1 см) границе между карбонатными и бескарбонатными отложениями, кардинальная смена характера осадконакопления произошла почти мгновенно.

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что на фоне криогенной трещиноватости лессовидных суглинков поверхность криогенных полигонов покрыта мелкой сетью тонких трещин усыхания (размеры ячеек от 15–20 до 30–40 см, глубина трещин 10 ± 2 см). Препарирование финально-сартанской поверхности полигонов (ГАО Гора Игетей и др.) показало, что она очень похожа на нанорельеф булыжной мостовой. Наличие трещин усыхания свидетельствует о стремительном иссушении грунта, а хорошая их сохранность на реликтовой поверхности обусловлена ее цементацией карбонатами и быстрым погребением под эолово-делювиальными и делювиальными наносами. В песчаных отложениях на склонах и надпойменных террасах голоценовая часть разреза обычно залегает на дефлированной поверхности плейстоценовых песков.

Резкая граница между плейстоценовыми и голоценовыми отложениями отмечается и по другим показателям. Так, в разрезах первых надпойменных террас к этому стратиграфическому уровню приурочен контакт аллювиальных сартанских отложений с субэральными голоценовыми, что указывает на стремительное врезание рек.

Нередко на том же стратиграфическом уровне фиксируются и другие результаты резкого усиления термодинамической активности водных потоков в виде следов мощных размывов или аккумуляций песчано-гравийных наносов (Усть-Белая, Галашиха, Иркутск – Спасская церковь, Большой Якорь-1). На локальных участках отмечаются следы спуска небольших подпрудных озер (левобережье устья Иркуты, долина р. Белой: Горелый Лескарьер, Тайтурка). К контакту плейстоценовых и голоценовых отложений нередко приурочены следы сейсмотектонических подвижек.

Весь вышеперечисленный набор природных феноменов, характерных для разрезов Прибайкалья, не может быть объяснен с ординарных позиций перехода природной обстановки от ледниковья к межледниковью. Вместе с тем все отмеченные литологические феномены хорошо объяснимы с позиций гипотезы импакта (*impact* – столкновение, взаимодействие) космического тела с Землей на рубеже плейстоцена и голоцена.

По расчетам Э. Кристан-Тольман и А. Тольман (Christan-Tollmann, Tollmann, 1991), глобальная катастрофа, спровоцированная столкновением с Землей кометы, произошла 23 сентября 9545 г. до н. э. (т. е. примерно 11,5 тыс. лет назад) и вызвала описанный в «Ветхом Завете» «Всемирный потоп». С этим же временем совпадает резкое увеличение содержания кислот в ледниковом покрове Гренландии (Christan-Tollmann, Tollmann, 1991).

Следы катастрофы представлены также Австрало-Азиатским тектитовым поясом и импактным кратером Жаманшин, расположенным к северу от Арала. Тектитовый пояс протягивается более чем на 13 тыс. км от Тасмании и Австралии через Индонезию, Индокитай и Южный Китай до Средней Азии.

(Тектиты – от греч. *Тектос* – *оплавленный*, представляют собой застывшие капли, шарики, лепешки и другие формы массой $n \cdot 1 - n \cdot 100$ г из темного природного стекла, образованного под воздействием очень высоких температур плавления и по химическому составу, не имеющего аналогов среди магматических стекол Земли).

Жаманшин – это пока единственное на Земле место, где в совместном залегании обнаружены и тектиты и импактиты – породы, сформированные в процессе ударно-взрывного взаимодействия. Э. П. Изох и Ле Дых Ан (1983) объясняют эти катастрофические по своему характеру события столкновением Земли со специфической эруптивной тектитоносной кометой, выброшенной с какого-то пока неизвестного, удаленного от Земли планетного тела. Радиогенный возраст тектитов Австрало-Азиатского пояса 0,4–11,0 млн лет, однако время их приземления примерно 10 тыс. лет, так как тектиты залегают преимущественно в одном стратиграфическом горизонте, как раз на границе между плейстоценом и голоценом (Изох, 1985).

Массовое выпадение на поверхность Земли австрало-азиатских тектитов совпало с резким изменением климата, выпадением крупных групп фауны и, возможно, определило саму границу между плейстоценом и голоценом (Добрецов, Коваленко, 1995).

Свидетельства рассматриваемой космогенной катастрофы запечатлены в геологических разрезах Вьетнама (Изох, Ле Дых Ан, 1983), где имеется тектитовый горизонт. Это угли от пожаров; щебни и гравийники – отложения внезапных наводнений; лессовидный покров, повсюду захоронивший тектиты как результат пыльных бурь; вероятные следы мощных цунами вдоль морских побережий и т. п. Иридиевая аномалия, впервые установленная Э. П. Изохом во Вьетнаме и в окрестностях Жаманшина, является еще одним признаком космогенной природы катастрофы. Выпадение космической пыли могло быть и одной из причин отравления биосферы, вызвавшей вымирание фауны и опустынивание земель вдоль трассы приземления кометы.

В. Е. Хаин (1994) считает, что импакт должен был породить землетрясения небывалой силы, мощные извержения вулканов, огромные волны цунами, ураганы и ливни глобального масштаба, резкое повышение температуры, лесные пожары, общее затемнение, затем похолодание (типа «ядерной зимы»).

Следы событий, подобных выше перечисленным, мы наблюдаем в разрезах Прибайкалья на рубеже плейстоцена и голоцена. Среди них следы глу-

бокого похолодания, вызвавшего образование необычно мощных криогенных жил, аналоги которых отсутствуют в разрезах плейстоцена Прибайкалья и обнаружены только в верхнем эоплейстоцене (Воробьева, Мац, Шимараева, 1995). Столь необычное похолодание могло быть следствием выброса в атмосферу огромного количества пыли, перекрывшей поступление солнечного тепла на поверхность Земли. Похолодание и сильные ветры вызвали опустынивание, привели к образованию сети трещин усыхания на оголенной поверхности, активизировали дефляционные процессы на песчаных массивах.

Следы размывов в долинах рек, спуски подпрудных озер и стремительный врез речных русел – все эти явления согласуются с представлениями о ливневом характере осадков. Следы сеймотектонических событий, выявленные в разрезах Прибайкалья на рубеже плейстоцена и голоцена, во многом могли быть спровоцированы сейсмической волной, расходящейся от места импакта.

Резкая смена карбонатных отложений бескарбонатными хорошо объяснима изменением состава атмосферных осадков, вызванного поступлением в атмосферу газов от разрушения кометы (роя комет), выбросом в атмосферу вулканических и импактогенных газов, и последующим возвращением этого вещества на землю в виде кислотных дождей.

Инициированное импактом (импактами) повышенное содержание кислот в атмосфере и в атмосферных осадках, способствовало растворению карбонатов пылеватых фракций, выброшенных взрывом в атмосферу, и энергичному выщелачиванию карбонатов на поверхности лессовидных суглинков. Так, почти мгновенно (в геологическом масштабе времени) произошла резкая смена вещественного состава эоловых осадков. В дальнейшем в делювиальную транспортировку стали вовлекаться бескарбонатные эоловые отложения, покрывшие тонким плащом всю поверхность. По мере оседания пыли и очищения атмосферы началось потепление климата, что стимулировалось повышенным содержанием в атмосфере CO_2 и других парниковых газов. А, как известно, потепление способствует лучшему развитию растительности и поступлению в почвы повышенного количества органических кислот, что дает возможности поддержания pH на уровне < 7 .

Таким образом, происхождение резкой границы между карбонатными и бескарбонатными отложениями на рубеже плейстоцен-голоцена, так отчетливо наблюдающееся в почвах Прибайкалья и необъяснимое никакими другими известными причинами, мы склонны считать следом космогенного события.

В последние годы появились новые свидетельства импакта примерно 12,9 тыс. лет назад (12,9 тыс. календарных лет соответствуют радиоуглеродному возрасту 11 тыс. лет, т. е. началу позднего дриаса), следы которого обнаружены на острове вблизи Калифорнии (Firestone et al., 2007). По мнению авторов (Firestone et al., 2007), этот импакт привел к гибели мегафауны и позднедриасовому (DR-3) похолоданию. Эту космическую катастрофу по цепи последующих событий сравнивают с импактом, произошедшем на рубеже мел/палеоген, т. е. с тем грандиозным событием, которое «поставило точку» в многомиллионной истории динозавров на Земле.

Известно, что в конце плейстоцена на всех континентах произошло массовое вымирание мегафауны. В Сибири – это фауна палеолитического комплекса, наиболее крупным представителем которой являлся мамонт. Самое известное на севере Сибири скопление костных остатков мамонта находится на р. Берелех. Здесь в отложениях второй (12–14-метровой) террасы на глубине 2,1–3,7 м от поверхности находится (Питулько, Никольский, Басилян, 2009) слой 3 – пылеватых серых опесчаненных суглинков, включающий беспорядочно ориентированные кости, бивни, черепа мамонтов и других животных (бизон, россомаха, волк). Костеносный слой перекрывает слой 2, залегающий под современной почвой – на глубине 0,3–2,1 м от поверхности. Слой 2 – серые опесчаненные суглинки, с остатками ветвей кустарников, стеблями травы, прослоями погребенных почв, мощностью 10–12 см. Слои 4, 5, 6, подстилающие костеносный слой – представлены аллювиальными песками с обычной горизонтальной и косой слоистостью.

Радиоуглеродные даты, полученные по материалу из костеносного слоя, относятся к интервалу 12 600–12 200 лет назад (Питулько, Никольский, Басилян, 2009). Естественный характер формирования костеносной линзы почти никогда не вызывал сомнений. Об этом говорит половозрастной профиль тафоценоза и отсутствие следов сортировки. Анализируя особенности строения разреза отложений второй террасы р. Берелех, мы склонны сделать вывод, что костеносный и перекрывающий его слой 2 сформированы в результате действия катастрофического паводка. Такие паводки могут быть инициированы либо сейсмотектоническими событиями, либо импактами.

Гипотеза катастрофического паводка, вызванного импактом, хорошо объясняет хаотичность строения слоев 3 и 2, отсутствие в них аллювиальной слоистости, ориентировки и сортировки литологического и костного материала, а само погребение костеносного слоя слоем 2 обеспечило хорошие условия для сохранности костного материала.

В числе причин стремительного вымирания мамонтов называют изменение климата и истребление животных человеком. Но у этих гипотез много слабых сторон. Во-первых, похолодание для мамонтов никогда не было экологической катастрофой, как и потепление климата, которое к моменту вымирания мамонтов еще не успело проявиться в существенной степени. Нам также представляется нереальным, что вооруженный палками и каменными орудиями древний человек мог истребить мамонтов на бескрайних просторах слабозаселенной Сибири.

Космическая катастрофа, которая предположительно и определила рубеж плейстоцена и голоцена, безусловно, должна была сказаться на всей наземной биоте, в том числе привести к резкому сокращению численности древнего населения Земли. Высказанные предположения согласуются с археологическими данными по региону и сопредельным территориям. Так, на территории Прибайкалья полностью отсутствуют культурные комплексы в интервале 11,5–10,5 тыс. лет назад (по радиоуглеродным датировкам). Известно всего три объекта, финальнопалеолитические культурные уровни которых имеют ^{14}C даты в интервале 12–11,5 тыс. лет назад: Усть-Белая (доли-

на Ангары) – XIV к. с: $11\,930 \pm 230$ лет назад (ГИН-5329), $11\,840 \pm 75$ лет назад (АА-36914); XIVб к. с. – $11\,765 \pm 70$ лет назад (АА-36951); Галашиха (IV и V к. с.) и Макарово II (Верхняя Лена) IV к. с. – $11\,950 \pm 50$ лет назад (ГИН-481), III к. с. – $11\,860 \pm 280$ лет назад (ГИН-480), $11\,400 \pm 500$ лет назад (ГИН-480) (Воробьева, Бердникова, 2008).

Таким образом, в последнее время идет стремительное накопление фактов, свидетельствующих о столкновении одного или нескольких космических тел с Землей на рубеже плейстоцена и голоцена. Трудно сказать, было ли это исходно одно тело, расколовшееся при вхождении в атмосферу, или это был рой разнородных тел, было ли их падение синхронным или последовательным и растянутым во времени. Требуются целенаправленные исследования этих событий, более тщательное определение их хронологии, поиск астроблем и других следов импакта (импактов). Пока ясно только то, что многие даты сближены во времени, но недостаточно точны, чтобы провести надежную корреляцию космогенных событий на Земле.

Нам представляется (Воробьева, Бердникова, 2008), что сам космогенный фактор может существенно влиять на точность радиоуглеродных датировок. В пользу этого предположения свидетельствует то обстоятельство, что при серийных радиоуглеродных датировках многослойных стоянок часто выявляются инверсии дат для культурных горизонтов, относящихся к финалу плейстоцена. Например, эта ситуация отчетливо выражена на геоархеологических объектах сопредельных территорий: к северо-востоку от Байкала многослойная стоянка Большой Якорь, на юге Забайкалья – Студёное I, в бассейне Енисея – Стрижовая Гора и Майнинская стоянка.

Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СИНЛИТОГЕННЫХ ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЬЯ С ПОЗИЦИЙ ПЕДОЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ

3.1. Вопросы генезиса и стратиграфии

3.1.1. К вопросу классификации синлитогенных почв

В Классификации-2004 в стволе синлитогенных почв выделены отделы: аллювиальных, вулканических, слаборазвитых почв и стратоземов. Среди синлитогенных почв в Прибайкалье доминируют аллювиальные, но вместе с тем довольно широко распространены синлитогенные почвы подножий склонов, днищ падей (ложбин) и конусов выноса (рис. 14), которые по своему генезису не соответствуют первым двум вышеперечисленным отделам, но не идентичны и двум другим отделам: слаборазвитым почвам и стратоземам.

В Классификации-2004 основное условие для отнесения почв к отделу слаборазвитых – наличие поверхностного гумусово-слаборазвитого горизонта W, имеющего мощность менее 5 см и залегающего на слоистой толще любого генезиса. В «Полевом определителе почв России» (2008) отдел слаборазвитых синлитогенных почв объединен с отделом слаборазвитых постлитогенных почв и рассматривается как единый отдел слаборазвитых почв в прежде не выделявшемся стволе первичного почвообразования. Таким образом, в усовершенствованном варианте новой классификации все почвы с поверхностными горизонтами O и W выделены на правах единственного отдела в стволе первичного почвообразования.

Отдел стратоземов объединяет почвы с гумусированной стратифицированной толщей мощностью более 40 см. «Формирование стратоземов связано с водной или эоловой аккумуляцией. По строению профиля стратоземы близки к соответствующим аллювиальным почвам» (Классификация-2004, с. 250). В «Полевом определителе почв России» (2008) в характеристике горизонтов стратоземов указывается, что они являются результатом намыва или эоловой аккумуляции материала темногумусовых (RU), серогумусовых (RY) или светлогумусовых (RJ) горизонтов. Такая трактовка генезиса горизонтов дает основание считать их гумус аллохтонным. Однако космические снимки территорий, на которых расположены ГАО Берлога (синлитогенные почвы подножий склонов) и ГАО Саган-Заба (синлитогенные почвы конусов выноса) наглядно убеждают нас в том, что гумус рассматриваемых почв является автохтонным, поскольку «голый» рельеф не может быть поставщиком гумусового материала (рис. 15; 17, А).

Исходя из этих представлений, исследуемые нами слоистые почвы подножий склонов, днищ падей (ложбин) и конусов выноса не являются аналогами ни одного из отделов синлитогенных почв, отмеченных в Классификации-2004 и «Полевом определителе...» (2008). По аналогии с названиями

отделов в стволе синлитогенных почв – аллювиальные почвы и вулканические почвы, где в названиях отражен генезис почвообразующего материала, мы предлагаем выделить отдел **стратифицированных делювиальных** почв (стратоделювиальных почв). Термин «стратифицированные» определяет понимание этих почв как сингенетичных осадконакоплению и таким образом отделяет эти почвы от тех, что понимаются под термином «послитогенных». А термин «делювиальные» – свидетельствует о генезисе наносов и отделяет почвы от похожих на них синлитогенных аллювиальных.

Стратифицированные делювиальные почвы подножий склонов, ложбин и конусов выноса подчиняются правилам ствола синлитогенные почвы: почвообразование здесь протекает параллельно с аккумуляцией свежего минерального материала. Его поступление носит пульсационный характер и приводит к постоянному омолаживанию почвенного профиля, тем самым ограничивая интервал почвообразования. В отличие от стратоземов, основная часть гумуса стратифицированных делювиальных (стратоделювиальных) почв является автохтонной. Условия гумусообразования и продолжительность фаз «спокойного» почвообразования (с невысокой скоростью делювиального осадконакопления) определяют разнообразие гумусовых горизонтов почв и их мощность. Почвообразование при его значительной продолжительности приводит к стиранию следов исходной внутригоризонтной гранулометрической и иной слоистости. При существенной продолжительности «спокойных» фаз (более 300–500 лет, становится заметной уменьшение интенсивности окраски с глубиной, и даже могут появляться переходные горизонты АВ и горизонты типа В-камбик. Это также отличает стратоделювиальные почвы от стратоземов.

В Прибайкалье накопление делювиального субстрата в основном характеризуется сезонной периодичностью, но активизация осадконакопления, в особенности делювиально-пролювиального, может быть обусловлена экстремальными климатическими событиями или сейсмотектоническими причинами. Однако в любом случае общие позиции синлитогенного почвообразования сохраняются: «накопление материала различного гранулометрического состава на поверхности почвы вызывает рост почвенного профиля вверх; в результате формируется толща различной мощности и разной степени слоистости, в которой и осуществляется современное почвообразование» (Классификация-2004, с. 232).

Вместе с тем, нам представляется, что определять типовую принадлежность синлитогенных почв только по верхнему горизонту (как это принято для органо-аккумулятивных почв, где присутствует только один горизонт и почвы имеют профиль типа А-С) недостаточно. Та же проблема возникает при диагностике аллювиальных и вулканических почв с серией погребенных гумусовых горизонтов. По нашему мнению, формула подобных почв не должна ограничиваться только верхней, самой молодой (а потому наименее развитой) частью полициклического профиля, а должна быть представлена в более развернутом варианте и включать, хотя бы те гумусовые горизонты, которые находятся в пределах 40–60-сантиметровой толщи, где активно развиваются современные процессы педогенеза.

3.1.2. Синлитогенные почвы: продолжительность фаз почвообразования

На территории региона в поймах рек, у подножий склонов, на конусах выноса широкое распространение имеют многослойные стоянки, в которых выделяется до 20 и более культурных слоев. Все находящиеся *in situ* археологические остатки многослойных стояночных комплексов приурочены к погребенным гумусовым горизонтам почв (Воробьева, Бердникова, 2001, 2003).

Некоторые почвы в разрезах верхнеплейстоцен-голоценовых отложений представлены слабогумусированными, маломощными (до 2–3 см) прослойками – погребенными остатками верхних почвенных горизонтов, которые когда-то были органо-минеральными или органогенными маломощными горизонтами: W, T₁, A₁, иногда A_Y и A_O. Подобные почвы рассматриваются нами как эмбриональные. В разрезах Прибайкалья эмбриональные почвы имеют плохую сохранность, встречаются довольно редко, и их былое присутствие можно диагностировать только на локальных участках. Тем не менее, их стратиграфический уровень нередко маркируется археологическим материалом как поверхность обитания.

Датирование культуросодержащих раннеголоценовых и сартанских эмбриональных почв разреза Казачка по химической намагниченности верхов и низов показало, что продолжительность их развития (культурные слои XVI–XX) колебалась от 20 до 80 лет (Бураков, Начасова, Генералов, 1996).

Значительно чаще на многослойных стоянках встречаются слаборазвитые почвы. Они не имеют срединного почвенного горизонта В и характеризуются незначительной мощностью – редко более 10–15 см. В Прибайкалье фиксируются разновозрастные слаборазвитые почвы, при этом голоценовые и сартанские почвы существенно различаются морфологически.

Голоценовые слаборазвитые почвы представлены хорошо выраженными гумусовыми горизонтами A_U, A_Y и A_J, ниже которых располагается почвообразующая или подстилающая порода. Основные почвообразовательные процессы – дерновый, гумусообразование и гумусонакопление. Геоархеологические разрезы с серией погребенных гумусовых горизонтов приурочены к подножьям склонов (Улан-Хада, Саган-Нугэ, Берлога, Итырхей), пролювиальным конусам выноса (Саган-Заба, Бугульдейка-2, Тышкинэ) или поймам рек (Хайта, Луговая, Горелый Лес, Шумилиха, Казачка и др.).

Культуросодержащие слои в голоценовой части разреза синлитогенных почв фиксируются только в гумусированных горизонтах и отсутствуют в разделяющих их светлых низкогумусных слоях-горизонтах. Археологи называют эти слои «стерильными». Их «стерильность» указывает на импульсивный характер осадконакопления. Кратковременность формирования наноса способствует консервации погребенного гумуса.

Судя по датировкам верхов и низов серии культуровмещающих слаборазвитых почв ГАО Казачка (Бураков, Начасова, Генералов, 1996), продолжительность их формирования варьирует от 100–200 до 700 лет. Культурные

слои (к. с.) на подобных стоянках хорошо отчленяются друг от друга стерильными прослойками. Расчет скорости осадконакопления для каждого пятисантиметрового слоя ГАО Казачка показал, что минеральный субстрат почвенных горизонтов накапливался в 1,5 раза медленнее, чем субстрат стерильных прослоек между ними.

В отличие от темных, окрашенных гумусом голоценовых почв, сарганские слаборазвитые почвы выделяются в разрезах по буровато-розоватой (для автоморфных почв) и серовато-табачной (для увлажненных почв) окраске минерального субстрата, измененного почвообразованием. Наиболее часто в разрезах сарганских отложений встречаются слаборазвитые почвы, возрастом около 12 тыс. лет и 14–15 тыс. лет (Макарово-II III к. с. – 11 860±280 лет назад, ГИН-480; IV к. с. – 11 950±50 лет назад, ГИН-481; Сосновый Бор Шв к. с. – 12 060±120 лет назад, ГИН-5328; IV к. с. – 12 090±110 лет назад, АА-38038; Усть-Белая XIV к. с. – 11 930±230 лет назад, ГИН-5329, 11 840±75 лет назад, АА-36914; XIVб к. с. – 11 765±70 лет назад, АА-36951; Мальта – 1-й уровень – 14 720±130 лет назад, ГИН-8476); Берлога – почва 14 100±250 лет назад (СОАН-4006).

Первоначально эти почвы имели дерновые, сухоторфянистые либо слабо выраженные гумусовые горизонты, органическое вещество которых легко минерализуется. Обнаружить следы гумусированности сарганских слаборазвитых почв удастся только в случае, если их органогенные и органоминеральные горизонты были быстро погребены под толщей наносов или благодаря какому-либо другому обстоятельству, резко снизившему поступление в эти горизонты кислорода, что защитило органическое вещество от почти полной минерализации.

Например, на ГАО Мальта-Мост-I к слаборазвитым сарганским почвам приурочен III к. с. (14 680±100 лет назад, ГИН-9511). Там, где поверхность почвы подвергалась природным процессам погребения под лессовидными наносами, следы гумусированности почвы отсутствуют, но под крупными плитами нижнекембрийских доломитов, которые были принесены на стоянку древним человеком, в строении почв сохранился и отчетливо выражен маломощный слабогумусированный горизонт А. На мысе Зелененький (северо-восточная часть о-ва Ольхон) под толщей осыпного коллювия сохранились фрагменты сухоторфянистых прослоек (10 325±85 лет назад, СОАН-1433).

3.1.3. Климатические сигналы в разрезах синлитогенных почв

Разрезы синлитогенных почв Прибайкалья рассматриваются нами как стратифицированные толщи, в которых зашифрованы следы разнообразных природно-климатических событий. Ритмично построенные толщи – циклиты, по мнению С. А. Сычевой (2008), являются наилучшими для детальной реконструкции палеоэкологических условий прошлого, поскольку оба компонента циклита – и почва, и порода – обладают ландшафтной памятью. Приведенные ниже результаты наших исследований подтверждают это мнение.

Среди аллювиальных и стратифицированных делювиальных почв Прибайкалья доминируют почвы с полициклическим строением профиля, т. е. с серией погребенных гумусовых горизонтов. Гумусированные почвенные горизонты соответствуют этапам временной стабилизации поверхности, а разделяющие их светлые (малогумусные) прослойки – этапам активизации процессов осадконакопления. О высокой скорости образования светлых прослоек косвенно свидетельствует их «стерильность», т. е. полное отсутствие в них археологического материала в положении *in situ*. «Стерильные» прослойки – это индикаторы локальной прерывистости почвообразования.

В разных разрезах синлитогенных почв перерывы в почвообразовании асинхронны. Асинхронны и погребенные гумусовые горизонты разных разрезов. На этом пестром фоне, индивидуальном для каждого изученного разреза, вырисовываются определенные закономерности, что позволяет объединять слои в пачки (см. рис. 2). Анализ особенностей состава и строения пачек помогает в расшифровке частоты и амплитуды климатических колебаний в различные периоды голоцена и является основой для корреляции разрезов синлитогенных почв. Хронология событий контролируется многочисленными радиоуглеродными и археологическими датировками (см. рис 14).

Понятно, что на протяжении голоцена формирование конкретных разрезов синлитогенных почв происходило в пределах климатических параметров преимущественно одной природной зоны, за исключением может быть раннего голоцена. Но для разных районов (Приангарье, Предсаянье, Приольхонье, Верхняя Лена и др.) это были различные природные зоны. Флуктуации климата были синхронны и однонаправлены, хотя где-то климатический сигнал проявлялся отчетливо, а где-то совсем отсутствовал. Например, аридизация климата хорошо выражена в разрезах Приольхонья и слабо в разрезах Приангарья.

Потепления и похолодания климата оказывали свое влияние на особенности почвообразования, то усиливая, то ослабляя процесс гумусонакопления, изменяя состав гумуса, содержание и соотношение обменных оснований и влияя на ряд других показателей, связанных с особенностями осадконакопления (гранулометрический состав, скелетность и др.). В абсолютных величинах это проявлялось по-разному в разных разрезах, тем более на разных территориях.

Учитывая топо- и литоразнообразие почв, которое проявляется даже в соседних разрезах, изменения вышеотмеченных показателей фиксировались для каждого разреза в отдельности по их вертикальному срезу и оценивались по грациям: максимум, минимум для данного разреза и промежуточно: пониженное, среднее, повышенное. Именно эти относительные показатели (а не абсолютное содержание гумуса, Сгк:Сфк, ЕКО, Са/Мг и др.) сравнивались в разных разрезах по каждому стратиграфическому уровню (см. рис. 14). Таким способом расшифровывался тренд климатических колебаний и сопутствующая этому климатическая информация.

Индикатором изменения условий увлажненности может служить тональность и интенсивность окраски в погребенных почвенных горизонтах.

Так, в приольхонских разрезах синлитогенных почв нередко отмечается появление каштанового оттенка, что указывает на гумусообразование под сухостепной растительностью, т. е. на аридизацию климата. Усиление серого тона свидетельствует о развитии почв под луговой или лугово-степной растительностью, а усиление интенсивности окраски гумуса в условиях засушливого Приольхонья в первую очередь указывает на улучшение увлажненности.

Изменения увлажненности сказываются и на значениях рН. Гумидизация климата сопровождается сдвигом рН в более кислую сторону, аридизация – сдвигом в более щелочную сторону.

Гранулометрический состав в целом отражает особенности пород и процесса осадконакопления, но изменения состава в синлитогенных почвах по профилю разреза могут быть климатогенно обусловленными. В частности в почвах на конусах выноса и в подножьях склонов, изменения в сторону увеличения содержания физической глины в погребенных гумусовых горизонтах указывают на замедление скорости осадконакопления, что обычно обусловлено более пышным развитием травянистого покрова на окружающих пространствах. Если утяжеление грансостава сопровождается увеличением содержания гумуса, то это можно рассматривать как сигнал оптимизации климата. Если же отмечается увеличение содержания песчаных и крупнопылеватых фракций и следы эоловых наносов, это может свидетельствовать об усилении ветровой деятельности, а на фоне появления каштанового оттенка в цвете гумуса – может диагностироваться как следы аридизации климата.

В аллювиальных почвах интерпретация изменения гранулометрического состава и гумусированности может быть принципиально иной. Причина этого в том, что на характер гранулометрического состава аллювиальных почв влияет сложное взаимодействие гидрологии, литологии и тектоники. Их особенности рассмотрены на примере аллювиальных почв долины реки Белой. На изменения гранулометрического состава пойменного аллювия одновысотных уровней (например, средней или высокой поймы) большое влияние оказывает гидродинамическая активность, которая бывает разной на участках сужений и расширений долин, на изгибах русла реки, вблизи плесов и перекатов, на разных участках поймы (прирусловая, центральная, притеррасная). Изменения гранулометрического состава аллювия в пределах конкретного разреза обычно обусловлены характером и высотой паводков, что во многом зависит от изменений климата и особенностей тектонических процессов.

В аллювиальных почвах следы аридизации климата последних тысячелетий слабо выражены в разрезах высокой поймы и, по понятным причинам, почти совсем отсутствуют в разрезах средней и низкой поймы.

При сборе информации для построения климатической кривой голоцена использовалась вся имеющаяся у нас база данных по почвам подножий склонов, конусов выноса и пойм.

Фаза, время, тыс.л.н.	Периодизация культур	Берлога		Итырхой		Сатан-Нуга		Улан-Хада		Тышкинэ-III		Катунь		Кулара	
		Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы	Культурные слои	Климатические сигналы
SA-3 0,8	средневековые														
SA-2 1,8	железный век	поздний	I h ⁺	0	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺	I h ⁺
SA-1 2,5															
SB-3 3,2	переход бр./желез. поздний	развитый	IIA h ⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺	I Ca ⁺⁺
SB-2 4,2															
SB-1 4,6	неолит	поздний	III h ⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺	II Ca ⁺⁺
AT-3 4,9															
AT-2 6,0	ранний	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺	VI h ⁺
AT-1 7,0															
BO-3 8,0	поздний	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺
BO-2 8,3															
BO-1 8,9	средний	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺
PB-2 9,3															
PB-1 10,0	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺
DR-3 10,3															
AL 11,0	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺	VIII h ⁺
AL 11,8															

Рис. 14. Климатогенно-обусловленные педологические особенности георхеологических разрезов на побережье оз. Байкал

Условные обозначения: 1 – опесчаненность; 2 – дефляционный дресвянистый панцирь; 3 – морозобойные клинья мелкого и среднего размера. Особенности почв: h – относительная гумусированность (h' – слабая; h'' – средняя; h''' – высокая; hmax – максимальная в данном разрезе); Са⁺⁺ – расширенное отношение обменных Са/Mg как показатель активизации почвообразования. Периодизация культур дана по О. И. Горюновой.

Радиуглеродные даты.

Берлога: II к. с. – 2 130±145 л. н. (СОАН-3338), III к. с. – 2 770±55 л. н. (СОАН-3339), VII к. с. – 6 525±100 л. н. (СОАН-3169), VIII к. с. – 8 270±150 л. н. (СОАН-3340), VIII к. с. – 9 105±70 л. н. (СОАН-3059), VIII к. с. – 10 145±230 л. н. (СОАН-3060).

Игьрхей: II к. с. – 4 485±45 л. н. (СОАН-1585), IV к. с. – 4 740±155 л. н. (СОАН-3342), V к. с. – 5 680±60 л. н. (СОАН-3341), VI к. с. – 5 700±200 л. н. (ГИН-4881), VII к. с. – 7 300±230 л. н. (ИМСОАН-402), VIII к. с. – 8 010±100 л. н. (ГИН-4882), IX к. с. – 8 720±210 л. н. (СОАН-3171).

Саган-Нугэ: VIII к. с. – 7 620±900 л. н. (СОАН-3056), X к. с. – 10 290±40 л. н. (СОАН-3057), XI к. с. – 9 815±80 л. н. (СОАН-3058), 9 360±95 л. н. (СОАН-3337).

Улан-Хада: II к. с. – 3 800±100 л. н. (ЛЕ-1277), 3 620±50 л. н. (ГИН-4875), II к. с. – 4 000±50 л. н. (ГИН-4876), V к. с. – 4 220±120 л. н. (ЛЕ-1278), VI к. с. – 3 710±100 л. н. (ЛЕ-1279), VII к. с. – 3 660±60 л. н. (ЛЕ-883), VIII к. с. – 4 150±80 л. н. (ЛЕ-1280), 4060±80 л. н. (ГИН-4877), IX к. с. – 4 500±100 л. н. (ЛЕ-1282), 4 030±115 л. н. (СОАН-3335), X к. с. – 5 495±125 л. н. (СОАН-3336).

Тышкинэ III: IV к. с. – 3 080±60 л. н. (ГИН-4879), 3 000±30 л. н. (СОАН-2513), V к. с. – 3 160±50 л. н. (ГИН-4878), 3 440±20 л. н. (СОАН-2511), VI к. с. – 3 525±25 л. н. (СОАН-2512), VII к. с. – 3 780±40 л. н. (ГИН-4880), VIII к. с. – 3 660±20 л. н. (СОАН-2513).

Как показал анализ этих материалов, для решения проблемы реконструкции палеоклиматов и климатостратиграфии голоцена наиболее пригодны разрезы многослойных археологических стоянок в Приольхонье. Геоархеологические объекты обнаружены здесь почти в каждой бухте. Разрезы многослойных стоянок представляют собой субаэральные слоистые образования, в формировании которых принимали участие делювиальные, пролювиальные, десерпционные, эоловые и почвенные процессы.

Палеоклиматической информативности синлитогенных почв Приольхонья благоприятствует то обстоятельство, что по многим показателям климатическая ситуация здесь близка к критической.

Рассматриваемая территория находится в зоне дефицита атмосферного увлажнения, поэтому на вариации именно этого фактора почвы реагируют особенно чутко. Даже небольшого понижения количества осадков достаточно для того, чтобы появились следы эоловых процессов – опесчаненность, наличие дефляционного панциря, эоловых наносов. Среди морфоаналитических показателей, наиболее заметно реагирующих на изменение увлажненности, следует отметить окраску и содержание гумуса, гранулометрический состав, актуальную реакцию.

Небольшого увеличения тепла и влаги достаточно, чтобы произошла заметная активизация почвообразования. Следы оптимизации условий почвообразования фиксируются по возрастанию морфологически выраженной гумусированности и по ряду аналитических показателей: расширению отношения обменных Ca/Mg в пределах одного разреза, расширению отношения Сгк:Сфк и др.

Небольшого понижения температур достаточно, чтобы началось криогенное трещинообразование. В настоящее время установлена хроностратиграфическая позиция 5 уровней криогенеза в голоцене Приольхонья, которые в сочетании с другими палеоклиматическими сигналами в субаэральных разрезах выполняют функцию корреляционных рубежей.

Сравнение природно-климатической информации, полученной по материалам изучения разрезов синлитогенных и полноразвитых почв, показывает, что синлитогенные почвы содержат гораздо четче стратифицированную, более богатую и более детальную информацию, чем полноразвитые почвы. Поэтому для проведения природно-климатических реконструкций предпочтительнее иметь объектом исследования синлитогенные почвы, особенно почвы подножий склонов и конусов выноса, которые очень чутко реагируют даже на небольшие изменения тех или иных факторов почвообразования. В качестве доказательства этого положения приведены результаты изучения синлитогенных почв на берегах бухт в Приольхонье: бухта Берлога (Малое Море) – синлитогенные почвы подножья склона, бухта Саган-Заба (Большое Море) – синлитогенные почвы конуса выноса. Для сравнения рассмотрены аллювиальные почвы в долине р. Белой.

3.2. Синлитогенные почвы Прибайкалья как летопись природно-климатических событий голоцена

3.2.1. Стратифицированные делювиальные почвы подножий склонов

В Приольхонье опорными многослойными археологическими стоянками, приуроченными к подножьям склонов, являются Улан-Хада, Саган-Нугэ, Итырхей, Берлога, Кулара, расположенные по берегам одноименных бухт Мухорского и Куркутского заливов, открывающихся в пролив Ольхонские ворота (рис. 15).

(Разрезы ГАО Улан-Хада, Саган-Нугэ, Берлога демонстрировались в 1990 году на экскурсии № 3 Международного симпозиума «Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки». Симпозиум был частью мероприятий XIII Международного Конгресса ИНКВА.)

Пролив Ольхонские ворота отделяет о. Ольхон от западного побережья Байкала и представляет собой грабен, приуроченный к разлому северо-западного простирания. Пролив возник в результате опускания тектонического блока и ингрессии Байкала в низовья долины Пра-Сармы. По сути, заливы (Мухорский и Куркутский и др.) и бухты (Улан-Хада, Саган-Нугэ, Итырхей, Берлога, Кулара и др.) – это затопленные понижения глубоко расчлененного субаэрального палеорельефа. В результате ингрессии возник так называемый риасовый рельеф – глубокие заливы (риасы), узкие полуострова и многочисленные бухты. Чехол рыхлых отложений здесь обычно представлен маломощными делювиальными, коллювиальными и десерпционными образованиями.

Местонахождение Берлога было открыто П. П. Хороших в 1921–1923 годы. Начиная с 1976 года, исследования памятника проводятся Маломорским археологическим отрядом под руководством канд. ист. наук О. И. Горюновой, с 1982 года начинаются педолитологические и стратиграфические исследования, выполняемые Г. А. Воробьевой (Горюнова, Воробьева, Орлова, 1996; Воробьева, Горюнова, 1997; Горюнова, Воробьева, 2000; Воробьева, Горюнова, Новиков, 2006).

ГАО Берлога приурочен к восточной части одноименной бухты и представляет собой многослойное поселение, включающее 10 культурных слоев (к. с.), возрастом от среднего мезолита до раннежелезного века:

- VIII к. с. – (10 145±290 лет назад, СОАН-3060) – средний мезолит;
- VII нижний к. с. – (9 105±70 лет назад, СОАН-3059) – средний мезолит;
- VII средний к. с. – (8 270±150 лет назад, СОАН-3340) – средний мезолит;
- VII верхний к. с. – (6 525±100 лет назад, СОАН-3169) – финальный мезолит;
- VI к. с. – ранний неолит;
- V к. с. – развитый неолит;
- IV к. с. – развитый неолит;
- III к. с. – развитый неолит;

ПА к. с. – (2770±55 лет назад, СОАН–3339) – поздняя бронза;

II к. с. – (2130±145 лет назад, СОАН-3338) – переходный от бронзового к железному веку;

I к. с. – ранний железный век.

Разрез ГАО «Берлога» вскрывается береговым обнажением высотой 3,7–4,0 м. В строении отложений представлено множество слоев, различающихся по гранулометрическому составу, скелетности и степени гумусированности (рис. 16). Вглубь берега на протяжении 20–25 м слои постепенно выклиниваются. Разрез берегового обнажения имеет следующее строение (снизу): 1) кора выветривания (вскрытая мощность 0,5 м); 2) сартанские делювиальные и делювиально-эоловые пески (мощность 0,7–0,8 м); 3) голоценовые делювиальные суглинки, супеси, пески с примесью эолового и десертационного материала (мощность 2–2,1 м).

1. Песчано-дресвянистая кора выветривания представлена структурным элювием кристаллических сланцев. Угол падения слоев кристаллических сланцев 45–50°, окраска тонкополосчатая – чередуются слойки зеленоватого и желтого цвета с оранжевыми разводами гидроксидов железа. Многие алюмосиликаты породы сильно преобразованы гипергенезом, по некоторым развиты псевдоморфозы глинистого вещества. Субстрат коры выветривания имеет нейтральную реакцию (рН = 7,1) и содержит следы гумуса (0,14 %). Содержание обменных оснований около 15 мг-экв/100 г, что косвенно подтверждает наличие в коре выветривания гипергенного глинистого вещества.

Верхняя часть элювия мощностью 20–25 см криотурбирована. Время криотурбаций предположительно раннесартанское. Кровля размыва и рассечена мелкими криогенными трещинами. На размывтой поверхности криотурбированного слоя присутствует мелкая галька как рассеянная, так и образующая небольшие скопления в мелких углублениях. Характер поверхности слоя и присутствие гальки указывают, что этот уровень (в настоящее время это 1 м над уровнем Байкала, а до строительства Иркутской ГЭС – 2 м) в сартанское время был доступен волнам во время штормов.

2. На размывтой поверхности криотурбированного элювия залегает слабо развитая почва мощностью 6–8 см, имеющая сартанский возраст – 14 100±250 лет назад (СОАН-4006). Она обладает единственным горизонтом (горизонт А), содержание гумуса в котором составляет 2,3–2,5 %, рН = 7,4, состав песчаный, содержание обменных оснований 16–17 мг-экв/100 г.

Сартанская почва перекрыта горизонтально слоистой толщей (40 см) слабо оглеенных делювиальных песков, характеризующихся нейтральной реакцией и содержащих 0,5 % гумуса, 16–18 мг-экв/100 г обменных кальция и магния. В береговом обнажении горизонтально слоистые пески перекрываются неслоистыми перевеянными песками мощностью 20–25 см, вглубь берега эоловые пески выклиниваются.

Кровля эоловых песков бронирована дресвой (дефляционный панцирь), слегка сцементирована карбонатами и разбита грунтовыми жилками, песчаный наполнитель которых сильно обогащен карбонатами. Вертикальные размеры жилок – 20–30 см, ширина в устье – до 8–10 см.

Кровля эоловых песков принимается нами за границу плейстоцена и голоцена, что хорошо согласуется с возрастом вышележащего VIII к. с. – 10 145±290 лет назад (СОАН-3060).

3. Голоценовая часть разреза имеет слоистое строение и отличается от плейстоценовой темной окраской. Содержание гумуса изменяется от слоя к слою. Различается до 20 гумусовых горизонтов различной мощности и степени гумусированности. Гумусовые горизонты характеризуются супесчаным и легкосуглинистым составом и повышенным содержанием дресвы. Все культурные слои приурочены к гумусовым горизонтам.

Гумусовые горизонты разделяются светлыми прослойками песчаного и песчано-дресвянистого состава, мощностью около 5 см, что в 2–3 раза меньше мощности гумусовых горизонтов. Малогумусные прослойки в археологическом отношении являются стерильными, что указывает на стремительность их формирования. По всей видимости, формирование светлых прослоек обусловлено импульсами локальной активизации делювиального сноса. Такое строение разрезов очень характерно для Приольхонья и обусловлено рядом факторов, главные из которых: 1) слабая защищенность поверхности растительностью, 2) сильно расчлененный рельеф и 3) активная геодинамика.

В основании голоценовой толщи располагается темный гумусовый горизонт (4 % гумуса), мощностью 10–12 см, к которому приурочен VIII к. с. мезолита – 10 145±290 лет назад (СОАН – 3060).

Вглубь берега (раскоп 1982 г.) под гумусовым горизонтом А (с VIII к. с.) появляются горизонты АВ и В, мощность каждого не более 5–7 см. Горизонты А, АВ и В создают почвенный профиль, в котором горизонт А – легкосуглинистый с обильными включениями дресвы, горизонты АВ и В супесчаные, буроватые с сизоватым оттенком (слабооглеенные). Наличие в почве темного гумусового и буроцветных горизонтов позволяет предполагать ее развитие под травянистой растительностью с участием древесных или древесно-кустарниковых пород.

В раскопе 1982 года на стенках, расположенных вдоль склона, отмечается облекание криогенных клиновидных структур в кровле сартанских отложений раннеголоценовыми почвенными горизонтами (см. рис. 2). Размеры клиньев по горизонтали – 18–20 см, по вертикали – 20–40 см. Вероятно, процесс облекания происходил в результате проседания в полости морозобойных клиньев маломощных почвенных горизонтов, увлажненных до пластичного состояния. Источником влаги была таявшая многолетняя мерзлота в сартанских отложениях.

Текстуры облекания встречаются в целом ряде разрезов (ГАО Кулара, Саган-Нугэ, Улан-Хада) на тех же стратиграфических позициях, а потому рассматриваются как маркеры отложений пребореального возраста (см. рис. 2).

Выше по разрезу все почвы представлены только горизонтами А.

Содержание гумуса в мелкоземке гумусовых горизонтов колеблется от 2,5 до 4 %, в светлых прослойках – от 1 до 2 % гумуса.

Наиболее темная окраска, гуматный состав и высокое содержание гумуса характерно для раннеголоценовых (VIII к. с., VIII к. с., VIСр. к. с.) и позднесуббореальных (III к. с.) гумусовых горизонтов.

Повышенная гумусированность раннеголоценовых отложений имеет локальное проявление. Она фиксируется только в разрезах, расположенных на небольшой относительной высоте над Байкалом (в пределах 1,5–2 м), например, ГАО Берлога, Итырхей. На более высоких отметках рельефа это явление не наблюдается, что, вероятно, связано с меньшим увлажнением и меньшим отепляющим влиянием Байкала.

Повышенная гумусированность отложений позднебореального возраста (3,1–2,7 тыс. лет назад) – явление характерное для многих разрезов не только Приольхонья, но и всего Прибайкалья. Вероятно, это следствие оптимизации климатических условий – потепления и возрастания количества атмосферных осадков. Аналогичная причина лежит в основе повышенной гумусированности горизонтов позднеатлантического (6–4,6 тыс. лет назад) возраста, что фиксируется во многих разрезах как Приольхонья, так и Прибайкалья в целом.

Верхняя часть разреза Берлога, включающая II к. с., I к. с. и перекрывающий их современный нанос характеризуется опесчаненностью, пониженным содержанием дресвы и каштановым оттенком в цвете. Эти явления можно считать результатом усиления эоловых процессов и аридизации климата. Начало аридизации приходится на время формирования II к. с. – (2 130±145 лет назад, СОАН–3338).

Анализ следов криогенеза в строении голоценовой части разреза показал следующее:

- выявлены единичные мелкие невыразительные клинья в подошве горизонта с VIIср. к. с. Судя по датировкам VIIср. и VIIн. культурных слоев, слабый криогенез имел место в интервале 9,1–8,3 тыс. лет назад, т. е. в первой половине бореального времени – в ВО-1 или ВО-2;

- зафиксированы мерзлотные клинья, заложенные чуть выше кровли VIIверх. к. с., т. е. в среднеатлантическое время, несколько позднее 6,5 тыс. лет назад;

- следующий уровень заложения мерзлотных клиньев – под подошвой V к. с., клинья разрывают VI к. с., возраст криогенеза точно не определен – АТ-2 или моложе(?);

- морозобойные клинья хорошо выражены в траншее, заложенной вдоль склона, их ширина до 10 см и глубина около 1 м, уровень заложения под подошвой II к. с. возрастом 2,1 тыс. лет; криогенез сопоставляется с глубоким похолоданием имевшим место 2,5 тыс. лет назад на рубеже SB/SA.

Таким образом, благодаря чуткой реакции природы Приольхонья на климатические колебания, в разрезе ГАО Берлога запечатлелись следы двух фаз аридизации климата и не менее шести фаз криогенеза, которые мы рассматриваем как сигналы похолоданий.

Первая фаза аридизации относится к финалу сартанского времени, ее следы представлены перевеянными песками позднесартанского возраста с дефляционным панцирем в их кровле. Вторая фаза – началась примерно

2 тыс. лет назад и продолжается донныне, ее следы – опесчаненность, пониженная гумусированность отложений, появление каштанового оттенка в цвете гумуса.

Следы похолоданий соответствуют следующим уровням.

1. Плейстоценовое похолодание (возможно два похолодания) неустановленного возраста, их следы – криотурбации коры выветривания и морозобойные трещины, эпигенетичные криотурбациям, прослеживаются от уровня кровли коры выветривания, разрывая ее верхнюю криотурбированную часть.

2. Финально-плейстоценовое похолодание, сопоставляемое с позднедриасовым (DR-3).

3. Похолодание в первой половине бореального времени (BO-1-2).

4. Среднеатлантическое (AT-2) похолодание.

5. Похолодание неустановленного времени, предположительно, среднеатлантического.

6. Глубокое похолодание на рубеже суббореального и субатлантического времени.

Сартанская почва, залегающая на криотурбированной коре выветривания, не только свидетельствует о фазе потепления в конце сартанского времени, но, что более важно, является аргументом в пользу представлений о низком уровне Байкала в позднем плейстоцене. По крайней мере, положение почвы в 1 м над уровнем Байкала, доказывает, что 14 тыс. лет назад (по ^{14}C -дате) уровень озера был не выше современного.

В разрезе Берлога А. В. Аржанниковой обнаружены следы не менее трех сейсмотектонических событий: 1) около 10,2 тыс. лет назад, 2) в интервале 9,1–8,3 тыс. лет назад и 3) 6,5–5,5 тыс. лет назад. Все подвижки являются сбросовыми (амплитуды сбросов до 11–12 см) и соответствуют кинематике разрывного нарушения, существующего в условиях северо-восточного растяжения. По мнению А. В. Аржанниковой, первое сейсмотектоническое событие можно синхронизировать с Сарминской палеосейсмодислокацией в зоне Приморского разлома. Дислокация находится на правом берегу р. Сарма в районе ее выхода из ущелья и представлена (К вопросу..., 2005) сочетанием рвов и сбросовых уступов северо-восточного простирания. Видимая протяженность полосы, рассеченной ступенчатыми сбросами, около 2,5–3 км, при ширине 1,5–2 км. Большая часть сейсмогенных рвов перекрыта склоновыми отложениями. На основании радиоуглеродной датировки кострища (10 100±90 лет назад), погребенного на дне рва, мощное тектоническое событие было отнесено к началу голоцена (К вопросу..., 2005).

3.2.2. Стратифицированные делювиальные почвы конусов выноса

Делювиальные и пролювиальные конусы выноса широко представлены по побережью оз. Байкал. Их образованию благоприятствует резко расчлененный горный рельеф и высокая сейсмотектоническая активность. Результаты изучения профилей синлитогенных почв и зашифрованной в них информации приводятся на примере конуса выноса, к которому приурочены

многослойные археологические стоянки (рис. 17, А–В), обозначаемые как ГАО Саган-Заба-II. Максимальное количество культурных слоев (до 11 к. с.) зафиксировано в северо-восточной части абразионного уступа бухты Саган-Заба (раскоп 4) (Горюнова и др., 2006; 2007; 2008).

Бухта Саган-Заба расположена на западном побережье оз. Байкал (так называемое Большое Море) в 12 км на юго-запад от устья р. Анги и в 13,5 км на юго-юго-восток от пос. Еланцы. Бухта Саган-Заба обрамлена мраморными скалами. Это отражено в ее названии, означающем «Белая чаша». Склоны к бухте имеют крутизну 30–45°, а иногда обрываются в Байкал почти отвесными скалами, что обусловлено их приуроченностью к сбросу по Приморскому разлому (рис. 17, Б, В).

Наиболее значимыми событиями для обитателей стоянок, несомненно, являлись периодически повторяющиеся катастрофические выбросы водных и грязекаменных потоков из ущельеобразной пади Саган-Заба, открывающейся на пролювиальный конус выноса. В бухту конус выноса обрывается почти прямолинейным абразионным уступом высотой от 1 до 4 м. Учитывая незначительный путь транзита пролювиального материала, можно считать, что генезису пролювия способствовали не только глубоко расчлененный рельеф, но и сейсмотектонические события. Одни события благоприятствовали активному транзиту грубых обломков по распадкам и боковым падям, что приводило к аккумуляции обломков пород в виде плотины на днище главной пади, другие служили спусковым механизмом для прорыва такой плотины и выброса пролювиального материала на конус выноса и далее в Байкал.

Таким образом, наличие грубообломочных слоев пролювия зачастую можно рассматривать как сигнал сейсмотектонических событий.

Судя по материалам археологических поисковых работ, излюбленными местами обитания человека были в основном два участка, маркируемые ныне раскопами 1 и 4 и представленные многослойными стоянками. Раскоп 1 расположен на выпуклой западной периферии саган-забинского конуса выноса в месте слияния его с делювиальным конусом выноса из бокового распадка. Раскоп 4 – находится на восточной периферии абразионного уступа, в месте сочленения саган-забинского конуса выноса с коренным склоном.

Эти участки характеризуются наиболее спокойным режимом осадконакопления, так как основные выбросы грубообломочного пролювиального материала идут вдоль центральной части конуса выноса. В результате, на периферии конуса катастрофические события и погребение поверхности под пролювиальными наносами происходят довольно редко. Длительные паузы обеспечивают достаточный интервал для делювиального осадконакопления и почвообразования. Вероятно, человек осознанно размещал свои стоянки на участках наименьшего геоэкологического риска и обитал в комфортных условиях поверхности, выровненной делювиальными наносами, и покрытой ковром травянистой растительности.

Для разрезов саган-забинского конуса характерно переслаивание грубообломочных слоев пролювия с гумусовыми горизонтами почв. Изучение

строения разрезов отложений показало гетерохронность пролювиальных наносов на разных участках конуса, что вызвано обычным процессом блуждания пролювиальных потоков по его поверхности. Так, если в верхах разреза 1 хорошо выражены грубообломочные пролювиальные слои субатлантического возраста, то в раскопе 4 они отсутствуют, но зато выражены более древние пролювиальные наносы суббореального и атлантического возраста, приуроченные к средней и нижней частям разреза. Тогда как в центральной части конуса, вскрытой абразионным уступам, наблюдаются только грубообломочные слои при почти полном отсутствии мелкоземистых слоев и почв.

ГАО Саган-Заба-II, раскоп 1

Относительные отметки поверхности 8,0–8,2 м. Глубина раскопа 2 м (рис. 18). В основании разреза на глубине 1,5–2 м от дневной поверхности располагается обломочная кора выветривания мраморов. Ее перекрывают образования сартанского возраста, представленные продуктами переотложения коры выветривания, а также пролювиальными, делювиальными и десерпционными наносами. Сартанская часть толщи характеризуется белесой окраской (от обилия карбонатов и дресвы мраморов) и криогенными текстурами, характерными для финально-сартанского криогенеза (разрывы слоев, криотурбации). Мощность сартанских отложений 50–60 см.

В раскопе 1 в строении голоценовой толщи можно выделить две части примерно одинаковой мощности: нижнюю, преимущественно делювиальную, и верхнюю – преимущественно пролювиальную. На этом фоне в каждой части голоценовой толщи присутствуют слои, сложенные десерпционным материалом, а также гетерогенные слои, в той или иной степени проработанные почвообразованием.

Голоценовая часть толщи, по сравнению с сартанской, имеет хорошо выраженную слоистость и более темную окраску, обусловленную меньшим содержанием карбонатов и наличием гумусовых горизонтов. Все почвы относятся к слаборазвитым, их профиль (А-С). Почвы не имеют срединного горизонта, за исключением слабо выраженного варианта горизонта В, представленного литологическим слоем 3 среднеголоценового возраста.

Судя по морфологии погребенных гумусовых горизонтов, на этой части конуса выноса на протяжении всего голоцена почвы развивались под травянистой лугово-степной и степной растительностью, с большим или меньшим участием луговых и степных представителей. Гумус почв атлантического и суббореального возраста разреза 1 характеризуется гуматным и фульватно-гуматным составом ($S_{гк}:C_{фк} > 1$), почв субатлантического возраста – гуматно-фульватным составом ($S_{гк}:C_{фк} < 1$). Известно, что оптимизация климатических условий обычно сопровождается расширением отношения $S_{гк}:C_{фк}$ в составе гумуса.

Следы активизации десерпционных процессов проявляются через возрастание содержания дресвы кристаллических известняков, которыми сложены обрамляющие склоны, и свидетельствуют об их оголенности, что в го-

лоцене обычно вызывается недостатком влаги. Высокое содержание дресвы мраморов, индицирующее процесс аридизации климата, зафиксировано: 1) в кровле сартанских отложений; 2) в литологическом слое 7, формировавшемся в среднесуббореальное время, и 3) в верхней части разреза в слоях 18–19 субатлантического возраста с культурой железного века.

Менее информативны следы делювиальных процессов, так как эти процессы могут развиваться при любых климатических ситуациях.

Пролювиальные осадки не имеют надежного палеоклиматического обоснования, так как их развитие обусловлено прорывом временной плотины из глыбово-щебнистого материала при выходе из ущелья на конус выноса. Причиной прорыва может быть как землетрясение, так и сезонные явления – повышенное количество атмосферных осадков и/или неравномерное их выпадение. Пролювиальные прослои в составе отложений той или иной части конуса выноса фиксируют лишь локальные пространственные события, поскольку появление слоев пролювия следует рассматривать в первую очередь как результат блуждания пролювиальных потоков.

Пролювиальные выбросы определяют прерывистость почвообразования, они оставляют после себя поверхность, лишенную растительности, но покрытую щебнем или песком. Пески в зоне веерной фации пролювия в дальнейшем легко подвергаются эоловой переработке. Опыт показывает, что следы пылевато-песчаных эоловых наносов на данном участке конуса выноса не могут служить критериями аридизации климата, поскольку чаще являются результатом перевевания еще не закрепленного растительностью пылевато-песчаного плаща веерной фации пролювия.

Следы похолодания климата выражены в виде криогенных гумусовых жил, заложенных от подошвы VI к. с. ($4\ 040 \pm 120$ лет назад, СОАН-6586) с культурой развитого бронзового века. Жилы разрывают VII к. с. с культурой развитого неолита (возраст позднеатлантический), затем разрывают мезолитический VIII к. с. и уходят в толщу сартанских отложений. Эти следы криогенеза мы сопоставляем по возрасту и стратиграфическому положению с похолоданием, имевшим место на рубеже атлантического и суббореального периодов, т. е. примерно 5–4,5 тыс. лет назад.

Таким образом, в строении раскопа 1 зашифрована прерывистая летопись природных событий позднего плейстоцена-голоцена. Результаты педолитологических исследований показали, что имеющаяся летопись (табл. 7), несмотря на прерывистость, насыщена разнообразными событиями, сигналы которых сохранились в особенностях строения и состава отложений и погребенных почв. Принципиальная особенность и отличительная черта раскопа 1 ГАО Саган-Заба от большинства ГАО Приольхонья и других районов Прибайкалья заключается в том, что здесь довольно детально представлены отложения позднего голоцена, формировавшиеся в интервале 1,6–1 тыс. лет назад.

Таблица 7

ГАО Саган-Заба-II, раскоп 1. Природно-климатическая ситуация

№ л. с.	Культурный слой и археологическая периодизация (по О. И. Горюновой)	Возраст	Генезис отложений	Почвообразование	Климатические особенности	Локальная геозологическая ситуация	
19	I к. с.	SA	Дс+Д+Эо	Гор. А	Субаридные Аридные Усиление ветровой деятельности	Вероятность осыпей, обвалов. Эоловые процессы	
18	–		Дс	Гор. АС			
17	II к. с.		Проловий грубооблом.	Гор. А			
16	–		Проловий грубооблом.				
15	III к. с.		Д	Гор. А			
14	–		Д	Гор. С			
13	–		Проловий грубооблом.				
12	–		Проловий песчаный.				
11	IV к. с. 1 645±85 л. н., СОАН-6585		Д	Гор. А			
10	–		Д	Гор. С			
9	V к. с. – переходный период от бронзового к железному веку	SB-3	Д	Гор. А	Разрушительные выбросы пролювия Разрушительные выбросы пролювия Погребение под песчаным наносом Слабая дефляция Слабая дефляция Дефляция. Вероятность осыпей, обвалов Эоловые процессы		
8	–		Д	Гор. С			
7			Д+Дс				
6	VI к. с. – бронзовый век, 4040±120 л. н. СОАН-6586	SB-2	Д+Эо	Гор. А			
5	–	AT/SB	Д+Эо	Гор. АВ		Похолодание, слабый криогенез	Эоловые процессы
4	VII – неолит развитый	AT-3	Д+Эо	Гор. А		Здесь и в дальнейшем в голоцене климат был существенно теплее, чем в сартане	
3	VIII – мезолит	AT-1	Д+Эо	Гор. В			Эоловые процессы
2							
т.ч. 5	–	Sr ⁴	Дс+Д	–		Сильное похолодание на фоне аридизации	Морозобойное трещинообразование
т.ч. 4	–	Sr	Д	–		Криоаридная обстановка с кратковременными слабыми потеплениями	Криотурбационное нарушение слоев Разрушительные выбросы пролювия
т.ч. 3	–		Проловий грубооблом. и песчаный	–			
т.ч. 2	–	Q ₃ – ?	Д	–	?		
1	–	Q ₁ – ?	Кора выветривания мраморов	–	Холодная		

Примечание: Д – делювий; Дс – десерпций; Пр. – пролювий; Эо – привнос эоловой пыли; гр. обл. – грубообломочный нанос; песч. – песчаный нанос; к. с. – культурные слои; тч. (точка) 2–5 – участки слоя 2.

ГАО Саган-Заба-II, раскоп 4

Раскоп 4 состоит из трех сближенных раскопов 4а, 4в и 4с (рис. 19, *раскоп 4с*), которые расположены в северо-восточной части абразионного уступа на поверхности с относительными отметками 3,6–3,1 м над уровнем Байкала. Дно раскопа находится на отметке 0,6 м над уровнем озера.

В этой же части конуса выноса строение абразионного уступа ранее исследовалось в зачистках 2, 3, раскопе 5. Все выработки вскрывают отложения только голоценового возраста. Стратиграфическое положение пролювиальных и почвенных слоев на данном участке конуса выноса представлено в табл. 8.

Педолитологические исследования разрезов позволили выявить ряд характерных особенностей.

Верхние литологические слои (л. с.) 23–18 отличаются от нижележащих л. с. по следующим показателям.

1. Они имеют каштановый оттенок гумуса, усиливающийся вверх по разрезу от 18 л. с. (1 985±35 лет назад; СОАН-6592) к современному – 23а л. с.

2. В этом же направлении отмечается возрастание содержания фракции мелкого песка: в л. с. 16 и 14 – 25 % песка; в л. с. 17–19 – 32 %; в л. с. 20–23а – 40–45 %.

3. В кровле л. с. 22а (580±85 лет назад; СОАН-6590) зафиксировано наличие следов дресвяного дефляционного панциря.

4. В нижней части поверхностного (современного) слоя 23а присутствуют прерывистые эоловые песчаные прослойки.

5. В литологических слоях 23а-18 рН более щелочная (рН=8,0–8,5), чем в глубже лежащих л. с. 17–14, где рН = 7,6–7,9.

Вышеуказанные отличия можно рассматривать как свидетельства активизации эоловых процессов и некоторой аридизации климата, усиливающих на протяжении последних 2–2,5 тыс. лет.

Нижележащая часть разреза также содержит ряд палеоклиматических сигналов. Начиная с 16 л. с. и далее вниз по профилю до л. с. 4 (IIIн – VII к. с.), гумусовые горизонты погребенных почв характеризуются преобладанием серых тонов в окраске. Это может рассматриваться как аргумент в пользу представлений о достаточном увлажнении почв и об обеспеченности влагой произрастающей на них растительности. На этом общем фоне некоторые слои все же обладают определенной спецификой.

1. Литологический слой 16 (IIIн к. с. – 2 600±145 лет назад, СОАН-6593) – судя по хорошей степени проработанности почвообразованием, повышенной мощности, темной окраске и высокому содержанию гумуса (4,9 % гумуса), экологические условия времени его формирования были близки к оптимальным.

2. Литологические слои 14верхн. и 14нижн. (IVв и IVн к. с., радиоуглеродный возраст 4,6–4,8 тыс. лет назад) имеют малую мощность (5–7 см), дифференцируются на нижний и верхний слой только на боковых стенках раскопа и сливаются вместе на фронтальной стенке. В раскопе 4с они выделяются своей исключительно темной окраской и необычно высоким содержанием гумуса (7,4–11,0 %).

**Корреляция и датировки литологических слоев и культурных горизонтов ГАО
Саган-Забя-П в северо-восточной части абразионного уступа**

Литологический слой	Культурный слой	Характер отложений	Радиоуглеродная дата, лет назад	Номер ¹⁴ C даты	Места отбора проб на ¹⁴ C
23а		Пылевато-песчаный слабогумусир. горизонт	–	–	–
23б		Гумусовый горизонт.	–	–	–
22а	I	Гумусовый горизонт	580±85	СОАН-6590	Зачистка 3
22в		Гумусовый горизонт	–	–	–
21		Слабогумусированная прослойка	–	–	–
20	II	Гумусовый горизонт	1 530±90	СОАН-6591	Зачистка 3
19		Слабо гумусированная древеснистая прослойка	–	–	–
18	IIIв	Гумусовый горизонт	1 985±35	СОАН-6592	Зачистка 3
17		Слабогумусированная прослойка	–	–	–
16	IIIн	Гумусовый горизонт	2 600±145	СОАН-6593	Зачистка 3
15а		Гумусированная верхняя часть пролювий	–	–	–
15в		Щебнистый пролювий			
14 верхн.	IVв	Гумусовый горизонт	4 610±115 4 850±130	СОАН-6587 СОАН-6594	Зачистка 2 Зачистка 3
14 нижн.	IVн	Гумусовый горизонт	–	–	–
13		Щебнистый пролювий			
12	Vв	Гумусовый горизонт	4 980±110	СОАН-6589	Раскоп 5
			5 455±150	СОАН-6588	Зачистка 3
			5 480±105	СОАН-7397	Раскоп 4с
			5 370±110	СОАН-7389	Раскоп 4с
11		Щебнистый пролювий			
10	Vн	Гумусовый горизонт	4 980±115	СОАН-6585	Зачистка 3
9		Щебнистый пролювий			
8а	VIв	Гумусовый горизонт	6 835±140	СОАН-6596	Зачистка 3 – раскоп 4а
			6 170±125	СОАН-7395	Раскоп 4с
7		Щебнистый пролювий			
6	VIн	Гумусовый горизонт	7 380±135	СОАН-6597	Зачистка 3 – раскоп 4а
			6 680±145	СОАН-7396	Раскоп 4с
5		Щебнистый пролювий			
4	VII	Гумусовый горизонт	8 320±140	СОАН-7391	Раскоп 4с
			8 390±180	СОАН-7392	Раскоп 4с
			8 600±160	СОАН-7394	Раскоп 4с
			8 610±155	СОАН-7390	Раскоп 4с

Маломощность слоев указывает на кратковременность их формирования. Следовательно, причина необычно высокого содержания гумуса не в длительности почвообразования, а в его специфике.

Специфика, по нашему мнению, заключается в палеогидроморфизме почв и образовании особого гумуса типа анмоор, формировавшегося в условиях повышенной влажности. Переувлажнение слоя 14 возможно только при условии подъема уровня Байкала. Следы такого подъема на рубеже АТ/ВВ и в начале суббореального периода отмечались нами и на других геологических объектах Приольхонья (Саган-Нугэ, Улан-Хада, Катунь, Тышкинэ). Эта гипотеза хорошо согласуется с представлениями об увеличении стока рек в Байкал за счет таяния мерзлоты и снежников в горном обрамлении озера на фоне повышенного количества атмосферных осадков в климатический оптимум голоцена, который приходится на позднеатлантическое время. Таким образом, обитатели стоянки во время формирования 14 л. с. (IV в к. с. и IV н к. с., 4,8–4,6 тыс. лет назад), по всей вероятности, жили в условиях некоторого заболачивания этой части конуса выноса, что предполагает использование данного участка в зимние сезоны.

3. Литологические слои 12 и 10 (V в и V н к. с.) характеризуются средними морфологическими и аналитическими показателями, в том числе и по гумусированности (3,6–3,9 % гумуса, окраска 10YR4/2-5/2). Литологические слои 8, 6 и 4 (VI в, VI н, VII в к. с.) обладают низкой гумусированностью (1,3–1,8 %). Только в самых низах разреза в л. с. 4с (VII н к. с.) гумусированность несколько возрастает до 2,6 %. Необычно то, что, окраска л. с. 8–4 (10YR4/2-5/3) слабо отличается от окраски л. с. 12 и 10, несмотря на существенно большую гумусированность последних.

Такое несоответствие окраски почвы и содержания гумуса, возможно, является каким-то палеоклиматическим сигналом, но пока об этом судить трудно, так как сравниваемые литологические слои находятся в разных условиях увлажнения в связи с тем, что нижние литологические слои попадают в зону капиллярной каймы грунтовых вод. В этой ситуации не исключена возможность гидрогенной трансформации гумуса в условиях недостатка кислорода.

Не исключено, что дополнительную темноту л. с. 8, 6, 4 придают включения, транспортируемые волнами Байкала. Это могут быть продукты разрушения водорослей и обугленные растительные остатки микро размеров, выбрасываемые вместе с пеной на берег, и черные минералы типа магнетита и ильменита, остаточного накапливающегося в виде шлиха на поверхности пляжного песка, постоянно перемываемого волнами. Предположение о наличии ильменита и магнетита хорошо согласуется с повышенным содержанием в этих слоях железа и титана. Наличие в составе отложений плоской озерной гальки, а в л. с. 8 – тонкой прослойки хорошо отмытого светлого крупного пляжного песка вполне допускают право на существование вышеизложенной версии о транспортировке темноцветных компонентов в нижние слои исследуемых отложений волнами Байкала и ветром.

Однако положение нижних литологических слоев на небольшой высоте над уровнем Байкала оказывает столь определяющее влияние на особенности

состава и свойств отложений, что климатические сигналы здесь становятся очень ослабленными. Таким образом, нижние литологические слои не являются репрезентативными для палеоклиматических реконструкций.

Следы сеймотектонических событий отмечены как в центральной части абразионного уступа, так и в разрезе 4в.

Изучение особенностей залегания литологических слоев в береговом уступе позволило выявить микросейсмодислокации слабо развитой почвы (4 080±85 лет назад; СОАН-7393), погребенной под пролювиальным наносом. Возраст сеймотектонического события <4 тыс. лет. Результатом сеймотектонического процесса является разрыв слоя и сброс с амплитудой 14 см.

В раскопе 4в выявлены две генерации трещин. Ранняя генерация прослеживается от кровли 16 л. с. с Шн к. с. (2 600±145 лет назад; СОАН-6593) и далее через всю вскрытую часть раскопа. Трещины имеют наклонный характер, спрямленные параллельные границы. Амплитуды микросбросов от 10 до 14 см. Вероятно, природа образования трещин и сбросов по ним – сейсмогенная. Трещины запечатываются 18 л. с. с Шв к. с. (1 985±35 лет назад; СОАН-6592). Предполагаемый возраст события – 2–2,5 тыс. лет назад.

Трещины поздней генерации разрывают л. с. 22а с I к. с. (580±85 лет назад; СОАН-6590) и прослеживаются вглубь на протяжении 60–70 см до 18 и 16 л. с. (Шн, Шв к. г.), где они или заканчиваются или оказываются вложенными в устья трещин ранней генерации. Трещины поздней генерации имеют субвертикальное направление, нечеткие границы и значительную ширину ($n \cdot 10$ см). Генезис трещин поздней генерации проблематичен. На данном этапе исследований мы считаем их результатом отседания и оползания грунта вниз по склону. Однако и эти процессы могли быть спровоцированы сейсмическими событиями.

Палеоэкологическая ситуация на северо-восточной периферии конуса выноса представлена в таблице 9.

Таким образом, стратифицированные делювиальные почвы содержат богатейшую информацию как по изменениям климата (потепления, похолодания, аридизация, криогенез), так и по целому ряду других природных процессов, среди которых: особенности осадконакопления, связанные с сеймотектоническими или иными процессами, а также свидетельства колебаний уровня Байкала и интенсивности его волноприбойной деятельности. К этому перечню следует добавить, что синлитогенные почвы ГАО Саган-Заба имеют настолько высокое содержание марганца, что их можно рассматривать как биогеохимическую аномалию. Источником марганца являются продукты дезинтеграции пород в зоне контакта кристаллических известняков (мраморов) с силикатными метаморфическими породами – метавулканитами.

Сравнительный анализ экологической обстановки, представленной для разрезов 1 и 4с (табл. 7, 9), обнаруживает существенные расхождения времени проявления эоловых процессов. Так, если в разрезе 4с следы дефляции отмечены только в самом верхнем (современном) горизонте А (л. с. 23), то в разрезе 1 следы эоловых процессов прослеживаются по всему профилю синлитогенных почв.

Таблица 9

ГАО Саган-Заб-П, раскопы 4с, 4в. Природно-климатическая ситуация

Лито-логические слои (л. с.)	Культурные слои (к. с.)	Возраст, тыс. л.	Генезис отложений	Климатические и ландшафтные особенности	Особенности локальной геологической ситуации	
23			Делювиальный с участием эоловых процессов	Сухо-степная и степная растительность Некоторая аридизация климата, остепнение	Усиление дефляции	
22а					Активизация обвалов и осыпей	
22в	I	0,6				
21			Преимущественно делювиальный	Начало аридизации Степная растительность		
20	II	1,5				
19						
18	IIIв	2,0				
17				Оптимизация увлажненности и теплообеспеченности, лугово-степная растительность		
16	IIIн	2,6				
15			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
14верхн	IVв	4,7	Делювиальный	Локальное заболачивание за счет временного подъема уровня грунтовых вод	Подъем уровня Байкала	
14нижн	IVн		Делювиальный			
13			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
12	Vв	5,4	Делювиальный	Умеренные условия увлажнения и теплообеспеченности, лугово-степная растительность		
11			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
10	Vн	5,0-?	Делювиальный			
9			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
8	VIв	6,2	Делювиальный	Грунтовое увлажнение Пониженная активность почвообразования. Ослабленное развитие растительности в прибрежных условиях зоны волнового влияния		
7			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
6	VIн	6,7	Делювиальный			
5			Пролувиальный		Катастрофические выбросы пролювия	
4	VII	8,6	Делювиальный			
3			Пролувиальный?			

Причина несоответствия кроется в особенностях расположения разрезов относительно направлений активных ветров. Разрез 1 располагается вблизи осевой части конуса, т. е. на пути ветрового потока идущего с суши (с Приморского хребта и Приольхонского плато) на озеро. Такие ветры несут в основном сухие воздушные массы. Сила ветра может быть при этом различна. Красноречивыми свидетельствами современных шквальных ветров являются вывалы деревьев на присклоновой части Приольхонского плато. Причем стволы поваленных деревьев располагаются радиально и кронами направлены к верховьям падей, в том числе к пади Саган-Заба.

Разрез 4с расположен на северо-восточной периферии конуса выноса и от ветров, дующих с плато, защищен выходом скальных пород. Однако месторасположение разреза 4с открыто ветрам, дующим с Байкала, т. е. ветрам несущим влажные воздушные массы.

Приведенные в качестве примера два соседних разреза одного геоархеологического объекта наглядно показывают, что обнаружение следов эоловых наносов или следов дефляции в разрезах еще не является достаточным основанием для заключения об аридизации климата в тот или иной интервал времени. Для корректного вывода требуется еще анализ направлений ветровых потоков, их активности и качества (сухие или влажные воздушные потоки), а также учет литологической специфики отложений (только песчаные отложения легко поддаются дефляции).

Материалы изучения многочисленных разрезов показывают, что в Прибайкалье следы эоловых процессов могут быть обнаружены на различных стратиграфических уровнях. Их появлению может благоприятствовать не только ветровой режим, но и литологические особенности отложений. Например, в бухте Саган-Нугэ, открытой шквальным ветрам, вырывающимся из ущельеобразной долины р. Сармы, эоловому морфогенезу рельефа благоприятствует гранулометрический состав плейстоценовых отложений, представленный слоистыми песками. На прибрежных участках с нарушенным травянистым покровом пески легко перевеваются, образуются очаги выноса, а эоловый субстрат аккумулируется на склоне, достигая перевала и формируя там гряды и дюны высотой до 3–5 м и более.

3.2.3. Аллювиальные почвы долины р. Белой

Вопросы классификации и генезиса аллювиальных почв

Аллювиальные почвы формируются в условиях пойменного режима. Почвенный профиль наращивается вверх в результате регулярного отложения на поверхности поймы свежего наноса – наилка. Мощность наилка варьирует в пределах $n \cdot 1 - n \cdot 10$ мм, грансостав наилка может быть различным – от песчаного до глинистого.

Отнесение аллювиальных почв к синлитогенным не вызывает сомнения. В Классификации-2004 они выделены в самостоятельный отдел. Почвы имеют полициклическое строение профиля, которое проявляется в наличии серии погребенных гумусовых горизонтов. Погребенные гумусовые гори-

зонты выделяются при полевом описании почв, но по правилам Классификации-2004 в типовую формулу профиля не включаются. Деление на типы дается по характеру гумусового или органогенного горизонта (AY, AU, H, T), которые могут иметь морфологически выраженную аллювиальную слоистость. Кроме того, при делении на типы учитываются особенности подгумусовых горизонтов: наличие или отсутствие следов гидроморфизма в породе (C, G-CG, Q-CQ) и слитости (V). Аллювиальные почвы со слабо выраженным гумусовым горизонтом W отнесены к отделу слаборазвитых почв. В Классификации-2004 почвы с горизонтом W рассматриваются в стволе синлитогенных почв, а в «Полевом определителе...» (2008) – в стволе первичного почвообразования.

При педолитологическом изучении аллювиальных почв, перед исследователем, кроме традиционных задач (диагностика почвообразовательных процессов, определение направленности почвообразования, определение классификационной принадлежности почв) ставится целый ряд дополнительных задач. Среди них: определение стратиграфического положения и возраста минерального субстрата, оценка особенностей аллювиального осадконакопления в тот или иной интервал времени, оценка степени проработки слоев почвообразованием, выяснение причин изменения характера осадконакопления и почвообразования, выявление следов эоловых и других процессов. Полученные материалы используются для реконструкции природно-климатической обстановки.

Формирование пойменных отложений происходит при сложном взаимодействии гидрологического, литологического и неотектонического факторов. Среди них гидрологический фактор является наиболее важным, поскольку на состав и строение пойменных отложений через параметры водотока передается влияние неотектоники и строения днища долины (наличие расширений и сужений долины, ступенчатость поймы, ее рельеф).

На расширенных участках долин происходит ослабление транспортирующей и эрозионной способности потока, создаются благоприятные условия для аккумуляции пойменного аллювия и наращивания поймы, тогда как в сужениях долин происходит резкое возрастание скорости течения, что усиливает эрозионные процессы и затрудняет наращивание поймы.

Ступенчатость пойм – результат саморазвития долины, характерный для подавляющего большинства рек. Ступенчатость поперечного профиля днища долины связана с гидрографом реки. Обычно отмечается два или три пойменных уровня, соответственно, низкая и высокая пойма или низкая, средняя и высокая пойма. Естественно, что гидродинамическая активность паводка на указанных уровнях проявляется по-разному. Это приводит к различиям гранулометрического состава наилок и их мощности.

Неотектонический фактор не только влияет на транспортирующую и аккумулятивную способность паводкового потока, но может способствовать ускоренному врезанию реки и формированию целой серии разновысотных ступеней (3–5 и больше).

Изменения климата могут быть тем фоном, на котором развиваются все вышеотмеченные процессы. Климатические изменения могут приводить к изменению водности рек, высоты паводков и их эрозионно-транспортующей способности. Учет всех этих нюансов значительно осложняет расшифровку строения разрезов пойменных отложений и корреляцию их на разных участках речной долины.

Особенности формирования пойменных отложений р. Белой

Для знакомства с информацией, зашифрованной в профиле аллювиальных почв, рассмотрим особенности строения аллювиальных почв в долине р. Белой – левого притока р. Ангары. Долина реки Белой довольно детально изучена в связи с тем, что здесь находятся многие археологические памятники: Бельск-Залог, Молотковка, Хайта, Мишелевка-сад, Луговая, Горелый Лес, Холмушино, Мальта, Георгиевская, Бадай, Сосновый Бор, Черемушник, Усть-Белая, Галашиха. Возрастной диапазон археологического материала очень широк – от палеолита, возрастом более 100 тыс. лет до железного века. К пойме р. Белой приурочены неолитические и более молодые культурные слои.

Река Белая (точнее, Большая Белая, так она называется до слияния с Малой Белой) берет начало в горах Восточного Саяна на высоте 2 500 м. Выходя на равнину, Большая Белая сбрасывает основную массу транспортируемого материала, образуя внутреннюю дельту с островами, песчаными косами, формируя многочисленные протоки. От места слияния Большой и Малой Белой (пос. Бельск) в единый поток – р. Белую до места впадения ее в Ангару протяженность русла р. Белой составляет 83 км, что в два раза превышает расстояние по прямой от пос. Бельск до устья р. Белой (40 км). Такое явление обусловлено наличием меандр. Долина р. Белой имеет в плане четковидную форму в результате чередования суженных и расширенных участков. Участки сужения долины приурочены к выходам коренных пород – нижнекембрийских доломитов.

Главным источником питания (более 50 %) р. Белой служат дождевые осадки. Сток весеннего половодья обычно уступает летнему паводку по объему и высоте. В результате, основную работу по формированию русла и поймы р. Белая производит в июне-июле-августе, что связано с особенностями питания Белой, берущей начало в горах Восточного Саяна, а именно – с существенным запаздыванием таяния снега в горах.

Таким образом, накопление пойменных фаций аллювия происходит в паводки и по времени относится к летнему периоду. Средняя амплитуда колебаний уровня воды летом равна 3–4 м. В высокие паводки уровень воды может подниматься до 8 м. Положение меженного и паводкового уровней определяют высоту и контакт пойменных и русловых фаций аллювия.

Поскольку полого наклонные поверхности, высотой 6–8 м над урезом реки, в высокие паводки на какой-то отрезок времени заливаются водами реки Белой, то эти уровни можно относить к высокой пойме. Уровни 3–5 м, затопляемые периодически – к средней пойме, а затопляемые неоднократно каждый летний сезон 2–3-метровые уровни – к низкой пойме.

Изучение строения разрезов на отметках 3–5 и 6–8 м показало, что они имеют голоценовый возраст, представлены пойменными образованиями схожего морфологического облика и литологического состава и не имеют значительного чехла субэраляльных отложений (рис. 20, 22). Уровни, высотой 10–14 м имеют 1–1,5-метровый чехол покровных делювиальных суглинков или эоловых песков и резко отличаются от пойменных по составу и строению отложений. Эти уровни отнесены к надпойменным террасам.

Локальные особенности динамики аллювиальных процессов, неотектоника и развитие эоловых процессов, приводят к тому, что уровни террас могут быть на ряде участков снижены до гипсометрических отметок, характерных для высокой поймы, или, напротив, несколько повышены по сравнению с общей схемой. Например, надпойменная терраса в районе сел Мишелевка – Узкий Луг имеет неровную поверхность высотой от 6,6 до 14,2 м. Понижения соответствуют очагам выноса и котловинам выдувания, где уничтожена иногда часть, а иногда полностью весь сартанский аллювий, а повышения – участкам эоловой аккумуляции. На ГАО Усть-Белая снижение уровня надпойменных террас до 8–9-метровых отметок связано с уничтожением 2–3-метровой толщи аллювия дефляционными процессами.

Обращает на себя внимание очень резкий перепад высот от уровня первой надпойменной террасы к высокой пойме. Судя по особенностям строения разрезов, врез р. Белой и переход пойменного осадконакопления на новый более низкий уровень аккумуляции произошел за очень короткий отрезок времени. Это наводит на мысль об активности сейсмостектонических процессов на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.

Аллювий и почвы низкой поймы р. Белой

Низкая пойма имеет высоту 2–3 м над урезом реки. На участках спрямленного русла р. Белой она представлена очень узкими площадками, что может рассматриваться как тенденция реки к врезанию. Более или менее крупные участки низкой поймы приурочены к зонам меандрирования реки. Изучение строения разрезов на низкой пойме сопряжено с трудностями следующего плана: в начале летнего сезона при меженном уровне воды низкая пойма еще находится в мерзлом состоянии, после оттаивания большую часть летнего сезона низкая пойма переувлажнена и периодически находится под водой.

Низкая пойма р. Белой в верхней части разреза сложена сильногумусированными и оглееными тяжелосуглинистыми отложениями мощностью от 20–30 до 50–60 см, представленными профилями лугово-болотных и иловато-глеевых почв. Возраст отложений низкой поймы – вторая половина голоцена. Врез и причленение к средней пойме, вероятно, происходили в климатическом оптимуме. Об этом, в частности, свидетельствуют особенности строения отложений на более высоких ступенях поймы. Так, в разрезах средней поймы нередко отмечаются следы высоких паводков, местами размыв среднеголоценовых пойменных отложений.

Аллювий и почвы средней поймы р. Белой

Строение средней поймы исследовано у с. Мишелевка (ГАО Луговая), у с. Узкий Луг на правом берегу реки, вблизи устья реч. Могой и в устье р. Белой (ГАО Усть-Белая) (рис. 20).

Средняя пойма имеет высоту 3–5 м. При достаточной ее ширине можно выделить прирусловой вал, центральную и иногда притеррасную часть поймы. Естественно, что каждый из этих участков поймы характеризуется своими особенностями состава и строения. Прирусловая, интенсивно намываемая часть поймы, представлена песками с отдельными прослойками супесей (разрез Могой). Почвы имеют профиль W-C и относятся к типу аллювиальных слоистых отдела слабозвитых.

Наиболее информативны разрезы центральной поймы. Отличительной особенностью их строения являются следы размыва отложений, содержащих культурные остатки неолита. Следы размыва фиксируются на глубине 1–1,5 м от современной поверхности на ГАО Луговая, Усть-Белая (траншея), а также в целом ряде береговых обнажений.

Раннеголоценовый аллювий (пребореал, бореал) характеризуется облегченным грансоставом и представляет собой песчано-супесчаные прослойки или чередование многочисленных, но маломощных слабогумусированных легкосуглинистых прослоек с песчаными. Такие особенности состава и строения аллювия свидетельствуют о ритмическом характере слабых и сильных паводков, периодическом обсыхании поверхности поймы и развитии на илистых наилках процесса почвообразования. Слабая гумусированность и многочисленность тонких прослоек указывают на частоту паводков и довольно суровые условия раннего голоцена (большие запасы холода в грунтах), препятствующие интенсивному развитию растительности.

Вышележащие горизонты средне- и позднеголоценового возраста отличаются от раннеголоценовых хорошей гумусированностью. При этом наиболее гумусированными бывают отложения атлантического и суббореального возраста. Следует отметить и такую особенность, как буроватую окраску среднеголоценовых отложений на ряде участков средней поймы. Это может быть связано с локальным расселением на средней пойме лесной растительности в атлантический период голоцена.

Характерное явление – размыв среднеголоценовых пойменных отложений. Предположение о повышении водности реки подтверждается тем, что на более высоких отметках рельефа размыва не было, но остались хорошо выраженные супесчаные и песчаные прослойки, которые можно рассматривать как следы высоких паводков в конце среднего голоцена.

Таким образом, особенности строения пойменных отложений р. Белой указывают на значительную многоводность ее в атлантический период. Такое явление, очевидно, связано с массовым таянием ледников и снежников в горах Восточного Саяна и с повышенным количеством атмосферных осадков в климатический оптимум голоцена.

Следует отметить, что следы сверхмощных паводков отмечаются и в долине р. Кан (ГАО Казачка). Время этих паводков можно определить по радиоуглеродным датировкам VIII, VI и IV культурных слоев. Начало катастрофических паводков относится к интервалу 6,8–6,6 тыс. лет назад (6 830±210 лет назад, ЛЕ-1227; 6 660±190 лет назад, ЛЕ-1231), завершение произошло около 4,6 тыс. лет назад (4 580±60 лет назад, ЛЕ-1230). Вероятно, эти процессы были синхронны и для других рек Южной Сибири, берущих начало в горах Алтая, Восточного Саяна и др. Приведенные цифры можно использовать и для оценки времени врезания рек и начала формирования низкой поймы.

Среднеголоценовые отложения поймы р. Белой перекрываются гумусированными суглинками, в которых находятся культурные остатки эпохи бронзы и железа. Значительную мощность и гумусированность имеют горизонты с остатками эпохи бронзы. На повышенных участках средней поймы это почти гомогенный слой мощностью 20–40 см, прослойки наилок не видны. На более низких участках горизонт с культурой бронзы расчленен малогумусными прослойками наилок. Наилки представлены легкими, реже средними суглинками. Суглинистый состав наилок свидетельствует о меньшей транспортирующей способности реки, т. е. о меньшей водности потока в суббореале по сравнению с атлантическим временем. Значительная гумусированность суббореальных слоев указывает на благоприятные термические условия этого времени.

Горизонты, содержащие остатки культуры железного века, характеризуются понижением гумусированности, что, возможно связано с общей аридизацией и похолоданием климата в субатлантическое время.

Следы значительного похолодания климата в начале субатлантического периода хорошо прослеживаются по особенностям строения разреза средней поймы на ГАО Усть-Белая, где они представлены:

- 1) полигональной трещиноватостью, которая вскрывается с глубины 80–90 см от поверхности и рассекает суббореальные гумусовые горизонты с культурой бронзы;
- 2) криотурбациями, в том числе «котлами кипения», которые охватывают всю супесчано-суглинистую толщу аллювия на глубинах от 1 до 3 м;
- 3) линзами реликтовой мерзлоты, зафиксированными в русловом аллювии на глубинах более 4 м.

Аллювий и почвы высокой поймы р. Белой

Как уже было отмечено, к высокой пойме реки Белой мы относим террасовидные поверхности высотой 6–8 м над меженным уровнем. Гипсометрическое положение кровли цоколя и галечника на высокой правобережной пойме между селами Мишелёвка и Узкий Луг представлено на рис. 21, А. На этом участке высокой поймы протяженностью 6,5 км, расположен следующий ряд геoarхеологических объектов (вниз по течению): Мишелёвка-сад, Усть-Хайта, Луговая, Взвоз, Горелый Лес, Узкий Луг (рис. 21, В).

Рис. 21. Фрагмент участка долины
р. Белой

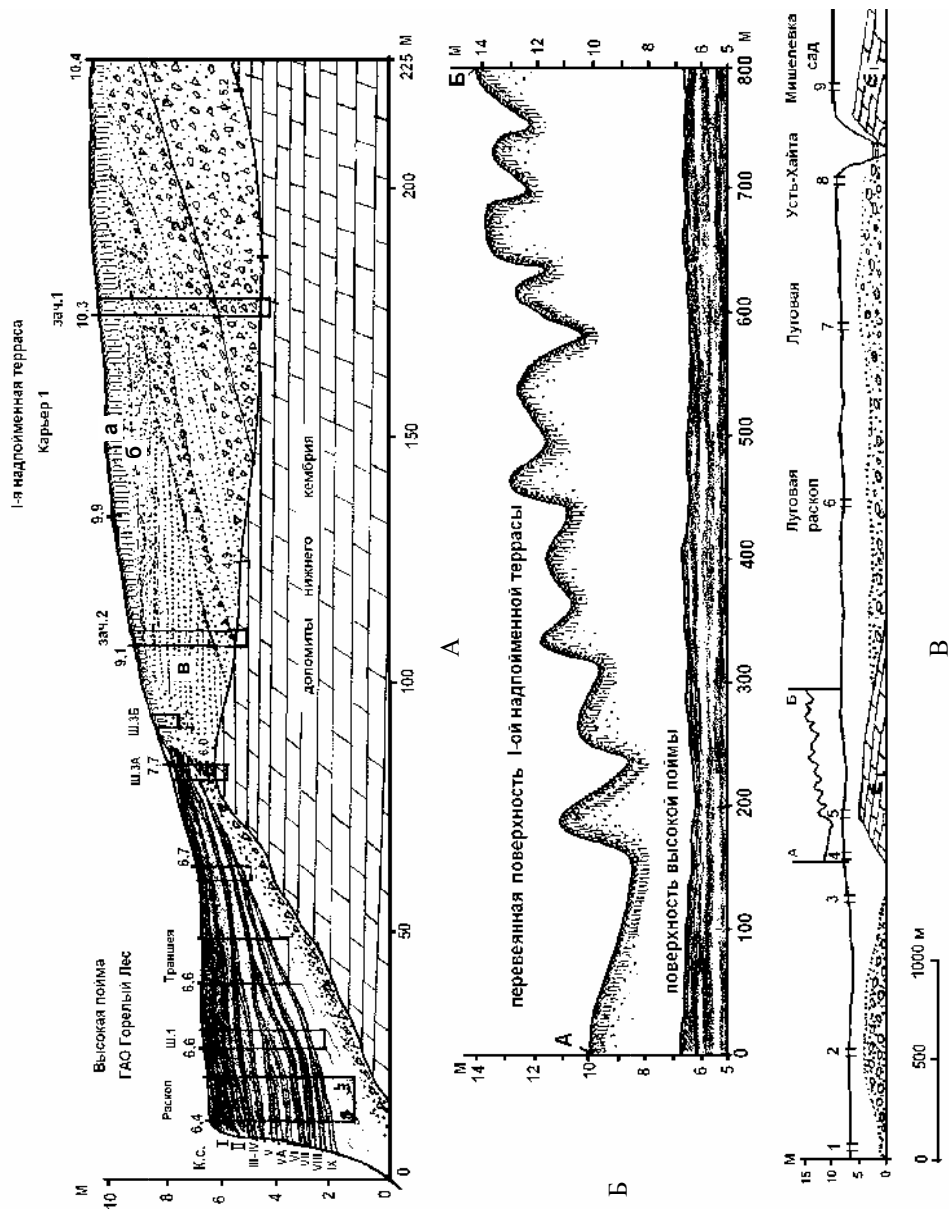
(усл. обозначения на рис. 2)

• А – Схема строения разреза высокой поймы и надпойменной террасы в районе ГАО Горелый Лес. Условные обозначения: а – почва дерново-лесная (А-В-С) супесчаная на песках; б – пески переувлажненные; в – пески аллювиально-озерные; г – песчано-галечно-щебнистые отложения, снесенные по склону, кровля слоев маркируется дефляционным панцирем с включениями золото-коррадированных обломков галечника и щебня силикатных пород.

• Б – Особенности поверхности первой надпойменной террасы и высокой поймы р. Белой на участке А-Б:
- первая надпойменная терраса - поверхность переувлажнена (трясы, бугры, западни); закрепление песков растительностью произошло в течение раннего голоцена, со среднего голоцена и до настоящего времени здесь произрастает сосновый лес, почва дерновая лесная;

- высокая пойма – поверхность ровная, отложения суглинистые, почва лугово-черноземная.

• В – высокая пойма на участке Узкий Луг – Мишелёвка-сад: доколь слагают нижнекембрийские доломиты (перекошенные блоки) и аллювиальные галечники, снесенные по склонам с высоких отметок рельефа. 1 – Узкий Луг; 2 – Поворот; 3 – Карьер-1; 4 – Горелый Лес (раскоп); 5 – Горелый Лес (Взвоз); 6 – Луговая (раскоп); 7 – Луговая; 8 – Усть-Хайта; 9 – Мишелёвка-сад.



Цоколь поймы сложен доломитами нижнего кембрия и местами перекрыт галечником. На рассматриваемом участке коренные породы разбиты на блоки, которые имеют перекосящую поверхность. Вниз по течению реки располагается поднятое плечо блока, вверх по течению – опущенное плечо. Поднятое плечо возвышается на 3–5 м (иногда до 6 м) над урезом реки, опущенное – уходит глубже меженного уровня. Такой характер поверхности цоколя и его положение относительно меженного уровня реки свидетельствуют: 1) об активности новейшей тектоники; 2) о преобладании врезания реки на рассматриваемом участке долины.

Галечник располагается на опущенном плече блока. Результаты исследования поперечного профиля долины р. Белой показали (рис. 21, А), что этот галечник не может рассматриваться как русловой аллювий высокой поймы, так как является аллохтонным – переотложенным с более высоких элементов рельефа. Наиболее интенсивный сброс галечного материала шел по палеоложинам, заложенным вдоль тектонических трещин между блоками, поскольку именно на этих участках отмечаются самые значительные скопления галечного материала.

В связи с неровностями ложа накопление пойменного аллювия шло неравномерно, в результате разрезы высокой поймы на различных участках имеют существенные отличия (рис. 22), особенно это касается отложений, сформированных в позднесартанское и раннеголоценовое время. Общие особенности стратиграфического разреза высокой поймы представлены в табл. 3.

В основании поймы залегает позднесартанский аллювий, представленный светлыми желтовато-сизоватыми или белесыми суглинками, сильно обогащенными карбонатами. Мощность аллювия до 1,5–2 м. Слабо выраженная слоистость маркирована мелкопятнистыми выделениями гидроксидов железа и тонкими прерывистыми оглеенными прослойками, указывающими на периодическое застойное увлажнение. Тяжелый гранулометрический состав (тяжелые суглинки, глины, реже средние суглинки) и плохо выраженная слоистость свидетельствуют о слабой энергетической активности водных потоков. В верхней части аллювия иногда отмечаются следы органических горизонтов или 1–2 малогумусных оглеенных горизонта позднесартанских почв.

На некоторых участках (Мишелёвка-сад, Усть-Хайта) (рис. 23) верхняя часть сартанского аллювия перевеяна, вследствие чего утратила слоистость. Кровля аллювия сцементирована карбонатами, покрыта тонкой прослойкой песка и разбита узкими грунтовыми жилами, глубиной 30–50 см. Уровень заложения криогенных жил рассматривается нами как граница плейстоцена и голоцена. Перевеянность указывает на иссушение поверхности поймы, а, следовательно, свидетельствует о пониженной водности р. Белой в позднесартанское время. Вероятная причина – фаза аридизации климата. Криогенные трещины указывают на криоаридный характер этой фазы.

В начале голоцена аккумуляция пойменного аллювия резко усилилась. На отрицательных элементах рельефа поймы наращивание мощности аллювия шло наиболее активно, благодаря чему поверхность поймы приобретала все более сглаженные очертания. Планация рельефа поймы почти закончи-

лась к началу среднего голоцена, об этом, в частности, свидетельствует почти одинаковая высота кровли раннеголоценового аллювия и непрерывность среднеголоценовых образований в разрезе высокой поймы. В большинстве разрезов кровля пачки нижнеголоценовых слоев находится на относительной отметке около 6 м от современного уреза реки.

Раннеголоценовый аллювий в сравнении с сартанским обладает более легким гранулометрическим составом (средние и легкие суглинки с песчаными прослойками), что указывает на усиление энергетической активности (увеличение водности) р. Белой за счет дополнительного поступления влаги от таяния мерзлоты. Раннеголоценовые отложения включают маломощные гумусовые горизонты, что свидетельствует о более благоприятных термических условиях для развития растительности и почвообразования в сравнении с позднесартанским временем.

Среднеголоценовые отложения характеризуются высокой гумусированностью, копрогенной структурой. Для гумусовых горизонтов характерна однородность, что является результатом активной проработки среднеголоценовых наилков почвенной мезофауной и почвообразовательными процессами в благоприятных климатических условиях. Та часть разреза высокой поймы, которая была сформирована в климатический оптимум голоцена – позднеатлантическое время, характеризуется наиболее мощными и хорошо гумусированными почвенными горизонтами, часто содержащими культурные остатки неолита.

В гранулометрическом составе среднеголоценового аллювия присутствуют слои песчаного и тяжелосуглинистого состава. Наличие песчаных слоев указывает на мощные и высокие паводки. В кровле среднеголоценовой пачки отложений во многих разрезах отмечается присутствие двух сближенных песчаных или супесчаных прослоек, мощностью примерно по 5–7 см каждая. Их наличие указывает на особенно мощные (возможно катастрофические) паводки в финале атлантического периода.

Позднеголоценовые отложения по особенностям строения можно разделить на две части: нижнюю суббореальную, часто включающую культурные остатки века бронзы, и верхнюю субатлантическую – с культурными остатками железного века.

Суббореальные отложения представлены одним или 2–3 гумусовыми горизонтами суммарной мощностью 40–60 см. Гумусированность высокая, но неравномерная. Более светлые пятна – остатки наилков, недостаточно гомогенизированных почвенной мезофауной. Гранулометрический состав легко- и среднесуглинистый.

Субатлантические отложения представлены одним или несколькими гумусированными горизонтами, разделенными тонкими светлыми песчано-супесчаными прослойками. Суммарная мощность пачки субатлантических отложений 20–30 см. В сравнении с суббореальными гумусированность субатлантических отложений понижена, что вызвано не только ослаблением гумусообразования, но и присутствием примеси эолового материала. Отсутствие следов высоких мощных паводков в позднеголоценовой части разреза

высокой поймы и активизация эоловых процессов хорошо согласуются с выводом об аридизации климата, полученной по разрезам в Приольхонье.

Таким образом, в разрезах высокой поймы р. Белой представлены аллювиальные отложения позднесартанского, раннеголоценового, средне и позднеголоценового возраста. Мощность голоценовой части аллювия колеблется от 1,2 до 2,5 м. Колебания мощности характерны в основном только для раннеголоценового аллювия: минимальная его мощность приурочена к участкам с высоким положением цоколя, максимальная – к участкам с низким цоколем. Голоценовая часть разреза отличается от сартанской наличием серии погребенных гумусовых горизонтов.

Позднесартанская, раннеголоценовая, среднеголоценовая, суббореальная и субатлантическая части пойменного аллювия имеют свои морфологические особенности, что позволяет идентифицировать их в различных ситуациях. Диагностическими признаками могут служить степень гумусированности, характер слоистости аллювия, обусловленный различиями водности реки и интенсивности паводков, присутствие следов эоловых процессов и криогенеза.

Так, хорошо гумусированные горизонты характерны только для голоценовой части разреза. Наиболее гумусированными являются горизонты атлантического возраста (там, где они сохранились от размыва) и горизонты суббореального возраста. Повышенная их гумусированность, вероятно, обусловлена фазами потепления климата.

Иногда в строении голоценовых отложений высокой поймы отмечаются следы криогенного трещинообразования. В разрезе Горелый Лес они зафиксированы на трех стратиграфических уровнях. Нижний уровень – трещины заложены от кровли VI культуровмещающего горизонта, имеющего серию ^{14}C -дат в интервале 6,5–7,0 тыс. лет назад, что соответствует среднеатлантическому времени (АТ-2). Средний уровень – трещины заложены от кровли II культуровмещающего горизонта, что соответствует рубежу суббореального и субатлантического периода – 2,5 тыс. лет назад. Верхний уровень – трещины заложены от кровли I культуровмещающего горизонта – субатлантическое время, фаза похолодания предположительно 1,5 тыс. лет назад.

При традиционных почвенных исследованиях, когда строение почв изучается в почвенных разрезах ординарных размеров, средне- и верхнеголоценовые части разреза представляются как единый темный мощный гумусовый горизонт А. Нижнеголоценовая часть разреза часто воспринимается как переходный горизонт АВ. Сартанская часть разреза – как горизонт С(г), где аллювиальная слоистость почти не выражена, а оглеение выражено очень слабо. В результате в практике почвоведения почвы высокой поймы обычно рассматриваются как лугово-черноземные и даже не относятся к синлитогенным образованиям.

В целом пойменные почвы имеют следы тех же климатических изменений, которые характерны для стратифицированных делювиальных почв под-

ножий склонов и конусов выноса. Однако летопись этих событий отличается меньшей детальностью и более сложна для расшифровки, так как такие факторы, как водность потока, высота паводков и конфигурация русла реки (спрямленные участки, изгибы, меандры) вносят свои коррективы в запись почвенной памяти.

3.3. Колебания климата голоцена по педолитологическим данным

Для составления детальной климатической кривой голоцена (рис. 24) использованы материалы исследований нескольких сотен конкретных разрезов почв Прибайкалья. Среди них и аллювиальные почвы, и стратифицированные делювиальные почвы подножий склонов и конусов выноса.

3.3.1. Рубеж плейстоцена и голоцена

На рубеже плейстоцена и голоцена в Прибайкалье произошло экстремально сильное похолодание, сопоставляемое по времени с поздним дриасом Европы (11–10,3 тыс. лет назад по не калиброванным и 12,9–11,6 т. лет назад по калиброванным ^{14}C датам).

Фаза глубокого и резкого похолодания климата совпала с фазой аридизации, продолжавшейся значительную часть раннеголоценового времени. Финально-плейстоценовое похолодание оставило свои следы в виде иерархической системы криогенных жил разных размеров. В Южном Приангарье самые крупные из них являются ныне псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. Представления о температурных условиях образования подобных жил дают наблюдения за активно развивающимися повторно-ледяными жилами на Аляске. Южная граница их распространения примерно совпадает с изотермой среднегодовых температур воздуха от $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Уошборн, 1988).

В Приольхонье, где доголоценовые отложения характеризуются в основном грубозернистым составом с обилием щебнисто-дресвянистого материала, криогенные структуры позднедриасового возраста представлены густой сетью мелких (0,2–0,4 м) (ГАО Берлога, Саган-Нугэ, Итырхей), редко – более глубоких (1,5 м и более) грунтовых жил (ГАО Кулара Ш).

Указанные различия в характере проявления позднедриасового криогенеза в Приангарье и Приольхонье можно объяснить особенностями свойств грунтов разного состава. По Б. Н. Достовалову (1952), переход морозобойных клиньев из сезонномерзлого слоя в многолетнемерзлый наблюдается в суглинках при среднегодовой температуре $-2\text{...}-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, в песках $-4\text{...}-6\text{ }^{\circ}\text{C}$, в гравийно-галечных отложениях – при температуре $-6\text{...}-8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Вышеотмеченные особенности морозобойных структур в разных грунтах дают основание предполагать, что похолодание на рубеже плейстоцена и голоцена характеризовалось понижением среднегодовых температур не менее чем до $-4\text{...}-6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

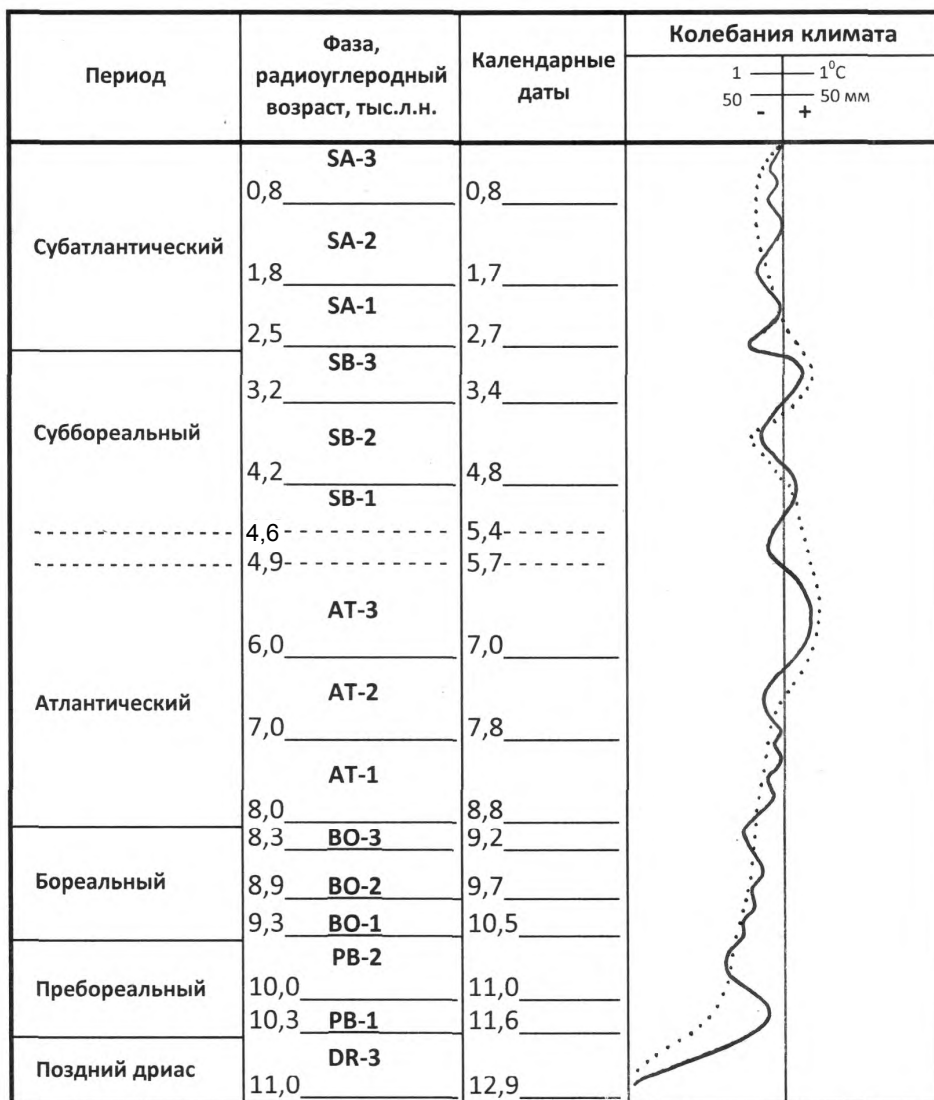


Рис. 24. Колебания климата в голоцене по педолитологическим данным

3.3.2. Ранний голоцен

Ранний голоцен включает пребореальный и бореальный периоды, то есть хроноинтервал 10,3–8 тыс. лет назад (по калиброванным ^{14}C датам 11,6–8,8 тыс. лет назад).

В раннем голоцене природно-климатическая обстановка в Прибайкалье была достаточно сложной и динамичной. На террасах р. Ангары и ее притоков, сложенных супесчано-песчаными отложениями, хорошо проявлены следы раннеголоценовой аридизации климата. Они выражаются в виде образований эолового генезиса (ГАО Галашиха) и отложений, в которых запечатлена частая смена фаз активного перевевания фазами стабилизации и

эмбрионального почвообразования (ГАО Сосновый Бор) (см. рис. 4, В, Г; 12, Г). Однако на террасах и склонах, покрытых чехлом суглинистых отложений, следы эоловых процессов визуально не проявляются. Причины различий в развитии эоловых процессов заключаются в низкой влажности песчаных грунтов, обусловленной деградацией преимущественно «сухой» мерзлоты, и повышенной влажности суглинистых грунтов, впитывающих и удерживающих влагу от таяния многолетней льдистой мерзлоты.

Раннеголоценовые отложения в разрезах ГАО Приольхонья представлены гумусированными дресвянистыми легкими суглинками, гумусово-глеевыми песками и супесями или сухоторфянистыми прослойками на щебнистом субстрате. В отличие от светлых желтовато-зеленоватых сартанских отложений раннеголоценовым свойственна сравнительно темная окраска, где красящим веществом выступает гумус. В аллювиальных почвах Приангарья, Верхней Лены и других территорий раннеголоценовые образования представлены чередованием светлого аллювия с маломощными темными гумусовыми горизонтами почв.

Наиболее детальная запись климатических сигналов запечатлена в разрезах Приольхонья. Первая фаза потепления климата в голоцене относится к раннепребореальному времени (РВ-1). Она привела к активному задернению склонов, ослаблению делювиальных процессов, формированию гумусовых горизонтов почв, а на щебнистом субстрате – сухоторфянистых горизонтов (Остров Ольхон – Мыс Зелёненский – $10\,325 \pm 85$ лет назад, СОАН-1433).

Первое раннеголоценовое похолодание соответствует позднему пребореалу (РВ-2) и сопоставляется нами с питско-игаркинским (10,1–9,4 тыс. лет назад; Кинд, 1974). Оно нашло отражение в разрезах Приольхонья в виде образованного в это время низкогумусного слоя делювиальных и эолово-делювиальных песков и супесей с эмбриональными почвами и следами активизации эоловых и коллювиальных процессов. В разрезе Саган-Нугэ, Кулара-III, береговой траншее Улан-Хады отмечены текстуры облекания по мелким морозобойным клиньям пребореального возраста (см. рис. 2). Для сухих щебнистых грунтов характерны деформации и разрывы оторфованных горизонтов (Мыс Зелёненский).

Более поздние похолодания имеют аналогичные следы, за исключением текстур облекания, для формирования которых требовалась повышенная влажность грунта, которую обеспечивал процесс таяния мерзлоты. Каждое из отмеченных в голоцене более поздних похолоданий оставляло неглубокие криогенные трещины, развивавшиеся в сезонно-мерзлой толще.

Следующая фаза потепления относится к бореальному времени. Она активизировала почвообразование, затормозила делювиальный смыв, растительность покрыла оголенные участки склонов.

Фаза бореального похолодания фиксируется по уровню заложения морозобойных грунтовых жил между культуровмещающими горизонтами, датированными 8,3 и 7,6 тыс. лет назад, т. е. сопоставляется с позднебореальным (ВО-3) – ново-санчуговским похолоданием (Кинд, 1974).

В целом ранний голоцен был временем, в течение которого произошла деградация значительного объема реликтовой многолетней мерзлоты, унаследованной от позднего плейстоцена, благодаря этому Прибайкалье избавилось от больших запасов холода. Безусловно, таяние мерзлоты приводило к поддержанию в грунтах высокой влажности и низких температур. Следовательно, данные по климату, полученные с помощью палинологического и почвенно-литологических анализов, отражают в основном теплообеспеченность и влагообеспеченность грунтов, что может не всегда согласовываться с температурами воздуха и количеством атмосферных осадков.

3.3.3. Средний голоцен

Средний голоцен (атлантический период, интервал 8–4,9 (4,6) тыс. лет назад, по калиброванным ^{14}C датам 8,8–5,7 тыс. лет назад) в целом характеризовался усилением процессов почвообразования и гумусонакопления, нарастанием интенсивности мобилизации биогенных элементов.

Среднеголоценовые отложения повсеместно обладают более темной окраской в сравнении с раннеголоценовыми (см. рис. 2, 14). Почвенные горизонты характеризуются повышенным содержанием гумуса и гуминовых кислот, хорошо оструктурены и интенсивно проработаны почвенными беспозвоночными. Оптимизация климатических условий достигла максимума в позднеатлантическое время 6,0–4,9 тыс. лет назад. В почвах степного Приольхонья это выразилось в появлении наиболее гумусированных горизонтов, характеризующихся повышенным содержанием биогенных элементов, расширенным отношением $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}}$ и обменных Ca/Mg .

Гранулометрический состав среднеголоценовых делювиальных отложений более тяжелый в сравнении с раннеголоценовыми, что обусловлено ослаблением делювиального смыва с хорошо задернованных склонов. Напротив, аллювиальные отложения среднеголоценового возраста в отличие от делювиальных приобретают более легкий гранулометрический состав, что обусловлено повышением гидродинамической активности водных потоков. В первую очередь это происходит от дополнительного подземного питания рек за счет активной деградации многолетней мерзлоты и дополнительного питания рек талыми водами снежников и ледников в горах. Высокие и мощные паводки оставляют на поверхности пойм песчаные наносы. Местами происходит размыв гумусовых горизонтов.

На залесенных территориях Прибайкалья среднеголоценовый возраст имеет минеральный субстрат почвенного горизонта B_1 , отличающийся наиболее ярким бурым цветом, повышенным содержанием глинистых частиц и несиликатного железа, т. е. имеющий для почв региона признаки максимальной проработки минерального субстрата педогенными процессами. В лесных почвах, достаточно обеспеченных влагой, усиление биогеохимических процессов может рассматриваться как сигнал улучшения теплообеспеченности.

В полноразвитых почвах степного Приангарья в нижней части горизонта А черноземов (с культурой финального мезолита и неолита) выделяется

прослой максимально темной окраски за счет повышенного содержания гумуса и расширенного отношения Сгк:Сфк. Улучшение условий гумусообразования в почвах с недостаточным увлажнением может рассматриваться как сигнал увеличения влагообеспеченности.

На общем фоне благоприятных климатических условий атлантического периода в Приольхонье зафиксированы два похолодания: около 6,5 тыс. лет назад (АТ-2) и около 5 тыс. лет назад (финал АТ-3, рубеж АТ/SB), которые оставили следы в виде узких криогенных грунтовых жил.

3.3.4. Поздний голоцен

Поздний голоцен включает суббореальный и субатлантический периоды. Хронологический рубеж начала суббореального периода четко не определен (4,9–4,6 тыс. лет назад; по калиброванным ^{14}C датам 5,7–5,4 тыс. лет назад).

На территории Прибайкалья стратиграфическое расчленение отложений этого возраста представляет большую сложность в связи с их малой мощностью (обычно до 15–20 см) и спрессованностью гетерохронного археологического материала в единый нерасчленимый комплекс. В разрезах на террасах и склонах позднеголоценовые отложения часто бывают разбиты на мелкие (1–2 м) криогенные полигоны грунтовыми жилками (вертикальная протяженность в среднем 0,5 м), заполненными в степных почвах гумусированным (гумусовые языки), в таежных почвах – низкогумусным материалом. Криогенные трещины функционируют и в настоящее время, поэтому уровень их заложения трудно различим, хотя фиксируется не менее двух их генераций.

Более подробную педолитологическую и палеоклиматическую информацию для позднего голоцена содержат многие разрезы на побережье Байкала – многослойные поселения Улан-Хада, Тышкинэ-2 и 3, Саган-Заба, Саган-Нугэ, Катунь-1, Окунева-4, и разрезы высоких пойм рек Прибайкалья. Слоистый характер отложений, резкие колебания по слоям содержания гумуса, песчаных и глинистых фракций – все это является результатом реакции осадконакопления и почвообразования на значительные климатические колебания. Результаты педолитологических исследований этих геоархеологических объектов подтверждают многократность климатических колебаний в позднем голоцене при продолжительности климатических фаз около 300–400 лет.

Начало позднего голоцена (SB-1) сопровождалось некоторым похолоданием климата, о чем свидетельствует возрастание содержания пыльцы карликовых березок в гумусовых горизонтах, включающих культурные остатки позднего неолита: Улан-Хада – IX к. с. (4 500±100 лет назад, ЛЕ-1282), Горелый Лес – IV к. с., Казачка – IV к. с. (4 580±60 лет назад, ЛЕ-1230). Однако криогенные деформации в указанных горизонтах отмечены только в разрезе Саган-Заба-II р. 1 (под почвой с VI к. с. (4 040±120 лет назад, СОАН-120). Редкое проявление следов криогенеза позволяет предполагать, что похоло-

дание на рубеже атлантического и суббореального периода не было глубоким и характеризовались довольно снежными зимами.

В среднем суббореале (SB-2) произошла некоторая аридизация климата. Наиболее яркие ее следы отмечены в пачке VII–II к. с. Улан-Хады. Культурные находки эпохи ранней бронзы приурочены здесь к тонким прерывистым малогумусным прослойкам в песчаных эоловых наносах. Появляется каштановый оттенок в цвете, свойственный сухостепным почвам, отмечается не менее пяти уровней, обогащенных древесными угольками – следами многократных пожаров на окружающей территории. Здесь же обнаруживается инверсия дат, вероятно, связанная с перевеванием культуросодержащих слоев: VII к. с. – 3 660±60 лет назад (ЛЕ-883), VI к. с. – 3 710±60 лет назад (ЛЕ-1279), V к. с. – 4 220±120 лет назад (ЛЕ-1278), II к. с. – 4 000±50 лет назад (ГИН-4876).

По результатам исследования разрезов в межгорных котловинах Байкальской рифтовой зоны Л. В. Данько (2009) отмечает в суббореале два эпизода активизации эоловых процессов: в среднесуббореальное время и во второй половине суббореала. Наиболее значительная и продолжительная аридизация климата приходится на среднесуббореальное время (Верхнечарская котловина, Северное Забайкалье; ¹⁴C-дата 3 800±65 лет назад, СОАН-7001). Это событие Л. В. Данько коррелирует с экстремумом ксеротермической фазы голоцена и рассматривает как региональное проявление опустынивания на юге Сибири.

По результатам наших исследований, на территориях, расположенных южнее и в других орографических условиях, среднесуббореальная аридизация климата не была столь глубокой, чтобы можно было придать ей ранг опустынивания, а аридизация во второй половине суббореала отчетливо не проявилась. Вероятно, во впадинах байкальского типа, покрытых толщами песков, эпизоды аридизации климата приобретали более значительные масштабы в силу специфики состава отложений и сурового климата.

В Прибайкалье вслед за среднесуббореальной аридизацией произошло похолодание (примерно 3,4 тыс. лет назад), которое пришлось на окончание среднего суббореала. Оно привело к образованию мелких криогенных грунтовых жил. В эту же климатическую фазу в Большой Байдинской пещере появились ледники. Растительные остатки, погребенные здесь подо льдом, имеют радиоуглеродный возраст 3 420±25 лет (СОАН-2714).

Похолодание сменилось фазой оптимизации климата. Возросла тепло- и влагообеспеченность. Эта фаза оставила свои следы в виде очень темного гумусового горизонта мощностью 7–12 см (верхи 4-й пачки отложений, см. рис. 2), который используется как маркер при стратиграфических исследованиях голоценовых разрезов. К этому горизонту-маркеру часто бывают приурочены остатки культуры поздней бронзы (см. табл. 2). Время образования темноокрашенного гумусового горизонта относится к позднему суббореалу (SB-3) и рассматривается нами как суббореальный оптимум (ориентировочное время события 3,1–2,7 тыс. лет назад).

Наиболее значительное похолодание в голоцене произошло на рубеже суббореального и субатлантического периодов (SB/SA) около 2,5 тыс. лет назад. В Прибайкалье это похолодание оставило следы на склонах и террасах в виде системы криогенных трещин (см. рис. 2 – ГАО Берлога, Саган-Нугэ; см. рис. 12, В, Г – ГАО Сосновый Бор). В пойменных отложениях этого возраста отмечены инволюции и криогенные смятия.

Судя по палинологическим спектрам из культуросодержащих горизонтов различных геoarхеологических объектов, в это время произошло сокращение площади лесов, расширение ерниковых формаций и оголенных пространств.

Субатлантический период голоцена (SA – от 2,5 тыс. лет до современности) в целом характеризуется более засушливым климатом, чем суббореальный период. В синлитогенных почвах Прибайкалья гумусовые горизонты приобретают более светлую окраску, отмечаются следы активизации эоловых процессов.

В разрезах Приольхонья следы аридизации климата выражены наиболее отчетливо. В верхних частях разрезов гумусовые горизонты приобретают свойства светлогумусовых (гор. АJ), появляются гумусовые горизонты каштановой окраски, на склонах происходит развитие процессов перевевания, активизируются десерпционные процессы. В нижних частях ветроударных склонов, покрытых песчано-супесчаными отложениями, появляются очаги выноса, а выше по склонам идет аккумуляция навейного плаща песчаных наносов.

Вышеотмеченные следы аридизации хорошо согласуются с материалами по межгорным котловинам. Так, Л. В. Данько (2009) отмечает активизацию эоловых процессов и в первой и во второй половине субатлантики, а последний эпизод активизации связывает по времени с Маундеровским минимумом солнечной активности (1620–1700 гг.).

Фазы похолодания и криогенное трещинообразование отмечаются в горизонтах с культурными остатками железного века и ориентировочно датируются среднесубатлантическим временем (около 1,5 тыс. лет назад) и позднесубатлантическим временем (менее 1 тыс. лет назад). Наиболее поздние следы похолодания и иссушения климата зафиксированы в разрезе Катунь-1 (восточное побережье Байкала, Чивыркуйский залив), где в позднесубатлантическое время гумусовые горизонты сменились сухоторфянистыми, а активизация склоновых процессов привела к накоплению грубообломочного материала. Это последнее похолодание и иссушение климата относится к средневековью (около 500 лет назад) и сопоставляется нами с малым ледниковым периодом (максимум похолодания XVI–XVII века).

На смену средневековому похолоданию и аридизации пришла более благоприятная климатическая обстановка, сходная с современной. В этих условиях происходит задернение ранее оголенных участков, активизация гумусообразования. Современное осадконакопление сопровождается транспортировкой и аккумуляцией более тонкодисперсного материала, что указывает на ослабление склоновых процессов.

Представленные материалы показывают, что синлитогенные почвы, особенно почвы подножий склонов и конусов выноса, на территориях с неустойчивой климатической обстановкой, кодируют в своем составе и строении разнообразные климатические сигналы, делая их визуализированными. Преимущество синлитогенных почв для климатических реконструкций заключается и в том, что в хорошо стратифицируемых почвах могут фиксироваться даже кратковременные климатические сигналы. Это позволяет диагностировать в строении синлитогенных почв климатические сигналы, свидетельствующие о значительной частоте колебаний климата в голоцене (временной интервал 300–500 лет) и выраженной их амплитуде изменений в сравнении с современными показателями. Ориентировочные амплитуды отклонений среднегодовых температур и годовой суммы осадков от современных значений представлены на рис. 24.

Применение педолитологического метода к анализу строения профилей полнопрофильных почв показало, что они запечатлевают в своей памяти лишь довольно длительные и существенные изменения климата. Это происходит из-за сильной компрессии литологических наносов и значительных педотурбаций. Вместе с тем, и в синлитогенных и в так называемых постлитогенных почвах (назовем их нейтральным термином – полноразвитые почвы) фиксируется синхронность климатических событий и одинаковый тренд климатических изменений.

На основе многочисленных педолитологических данных, полученных по разрезам на обширной территории Прибайкалья, можно сделать вывод, что климатический оптимум голоцена приходится на позднеатлантическое время. Данный вывод хорошо объясним и с логических позиций, а именно: большие запасы холода в грунте в виде унаследованной от плейстоцена вечной мерзлоты должны были влиять на почвообразование, длительное время сдерживая активность педогенеза.

Можно было бы ожидать, что вечная мерзлота явится сдерживающим фактором и для развития древесной растительности. Однако палинологические данные не отражают подобного эффекта. Так, по палинологическим данным разрезов болотных отложений на побережье Байкала и его донных осадков (Безрукова и др., 2007) оптимум голоцена наступил гораздо раньше и примерно соответствовал бореальному и первой половине атлантического периода. Климатический оптимум идентифицирован Е. В. Безруковой по максимуму пыльцы темнохвойных пород (пихтово-кедровые леса). Климат оптимума был мягкий и очень влажный: средняя температура января ~ -16 °С, июля ~ +15 °С, среднегодовое количество осадков – не менее 600 мм. На протяжении последующих 1,3–1 тыс. лет ситуация сильно изменилась. После 6,2 тыс. лет назад температура января понизилась и достигла ~ -20 °С, июня – повысилась до ~ +18 °С, количество осадков уменьшилось не менее чем в 1,5 раза, и стало составлять 450 мм/год. Перестройка ландшафтной структуры региона, по мнению Е. В. Безруковой, носила катастрофический характер: площадь темнохвойных лесов с господством пихты сократилась почти на

порядок. В горном обрамлении Байкала пихтовые леса уступили кедровым, в региональном плане началась экспансия светло-хвойных таежных комплексов из лиственницы и сосны.

По нашему мнению, такая смена ландшафтов в первую очередь была связана с завершением периода активной деградации верхних слоев многолетней мерзлоты, а также снежников и ледников в горном обрамлении Байкала. Многолетняя мерзлота на прибрежных участках меньше влияла на подпитку грунта влагой в силу того, что они сильнее подвержены отепляющему влиянию Байкала и иссушению ветрами, а мерзлота была или малольдистой или сухой. Следы переувлажнения грунта (вышеотмеченные текстуры облекивания) присутствуют только в отложениях пребореального возраста и не встречаются в более молодых образованиях. Тем не менее, вопрос несовпадений представлений о времени климатического оптимума голоцена по палинологическим и педолитологическим (визуализированным) данным остается. Следует также отметить, что второй оптимум голоцена (суббореальный) также не нашел своего отражения в спорово-пыльцевых спектрах.

Глава 4. ПОЛНОРАЗВИТЫЕ ПОЧВЫ КАК ЛЕТОПИСЬ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА

К полноразвитым (зрелым) относятся почвы, имеющие срединный горизонт В. Эти почвы представляют основной объект исследования почвоведов, им отводится главная роль в почвенных классификациях. В формировании полноразвитых почв принимают участие очень разнообразные процессы. Их сочетание приводит к образованию почв того или иного типа (например, черноземов, дерново-подзолистых, серых, дерново-карбонатных, солонцов и др.). Именно полноразвитые почвы вызывают наибольшие сложности при определении их эволюции, возраста, инсита включенного в них археологического материала и при стратиграфическом расчленении почвенного профиля.

В Прибайкалье полноразвитые почвы покрывают основные элементы рельефа: речные террасы, склоны, вершины водоразделов. В этих почвах, например, черноземах, дерново-подзолистых, серых лесных и других, каждый почвенный горизонт может содержать культурные остатки больших хроноинтервалов (2–4 тыс. лет). Детальное выделение разновременных и разнокультурных уровней в таких почвах очень осложнено, поскольку культурные остатки находятся в компрессионном состоянии.

4.1. К проблеме синлитогенного и постлитогенного почвообразования

До сих пор при генетической интерпретации почв исследователи пользуются традицией, изложенной в основополагающих трудах докучаевской школы, согласно которой генезис почвенных горизонтов для большинства типов почв объясняется дифференциацией профиля в направлении сверху вниз, идущей на готовой почвообразующей породе. Такое почвообразование считается эпигенетическим, а почвы постлитогенными. При эпигенетическом почвообразовании происходят педогенные преобразования ранее сформировавшихся почвообразующих пород; идет увеличение мощности почвенного профиля сверху вниз за счет вовлечения в педогенез все более глубоких частей почвообразующих пород.

Если в старой классификации (Классификация-1977) постлитогенность почв подразумевалась как само собой разумеющееся, но при этом не рассматривалась, то в новой (Классификация-2004) все полноразвитые минеральные почвы объединены в ствол «постлитогенных». Согласно определению по Классификации-2004 к постлитогенным отнесены почвы, в которых почвообразование осуществляется на сформировавшейся материнской поч-

вообразующей породе и существенно не нарушается отложением свежего материала. При этом остается неопределенность в вопросе о нуль-моменте почвообразования и о возрасте почвообразующих пород, на которых началось так называемое «современное» почвообразование.

Таким образом, несмотря на неопределенность возраста почвообразующей породы и времени начала педогенеза, общепринятая позиция опирается на концепцию эпигенетического почвообразования, и 90 % почвенной номенклатуры Классификации-2004 рассматривается в рамках таксона – ствол постлитогенных почв. При этом гипотеза преимущественно постлитогенного почвообразования совершенно не верифицирована (Воробьева, 2001), хотя для этого имеется много возможностей (методы радиоуглеродного и археологического датирования, методы палинологии, палеонтологии и др.).

Возраст почвы обычно определяют по почвенному гумусу. Не останавливаясь на рассмотрении гетерохронности гумусового вещества в почвенных горизонтах, где одновременно присутствуют как более старые, так и новообразованные гумусовые вещества, отметим, что по данным радиоуглеродного анализа возраст «осредненного» гумусового вещества возрастает сверху вниз по почвенному профилю. Объяснение этой закономерности можно давать с двух позиций.

1. В верхних почвенных горизонтах за счет большего количества новообразованных гумусовых веществ идет более активное омоложение гумуса, чем в срединных, а тем более в нижних горизонтах почв.

2. Гумус срединных и нижних почвенных горизонтов сформировался раньше, чем гумус верхних горизонтов.

Удревнение возраста гумуса почв с глубиной И. П. Герасимов (1968) рассматривал как аргумент в пользу гипотезы постоянного погребения гумуса на все возрастающей глубине в связи с ростом большинства водораздельных почв вверх, путем ассимиляции ими материала, поступающего на поверхность. Однако этот вывод И. П. Герасимова не нашел широкой поддержки в генетическом почвоведении.

Первая позиция хорошо укладывается в рамки господствующей в почвоведении концепции о доминировании постлитогенного почвообразования. Вторая – хорошо подтверждается результатами стратиграфического исследования разрезов геоархеологических объектов Прибайкалья (см. рис. 3, Б, В; 6, А, Б; 8).

По нашим представлениям, в почвенном профиле запечатлена стратиграфически последовательная смена гумусового вещества, на фоне которой постоянно происходят процессы разложения (минерализации) существующего гетерохронного гумуса и омоложения его за счет появления новых гумусовых веществ.

Как показывают результаты стратиграфического исследования сотен разрезов различных типов полноразвитых почв региона, в строении верхних и срединных горизонтов их профиля запечатлена информация об особенностях осадконакопления, почвообразования и различных событиях, происшедших на протяжении голоцена (Воробьева, Корзун, 1984; Воробьева, 1988;

2001). Горизонт С этих почв, называемый почвообразующей породой, содержит информацию, как правило, о завершающих этапах позднего плейстоцена. Эти данные принципиально расходятся с традиционными представлениями о постлитогенном характере полноразвитых почв, принятыми в почвоведении, но в достаточной степени не верифицированными.

Оплотом гипотезы эпигенетического почвообразования можно считать традиционные представления о генетической сопряженности почвенных горизонтов, особенно элювиальных и иллювиальных. Однако при изучении строения почв на протяженных стенках траншей и раскопов обнаруживается, что корреляция между степенью выраженности и мощностью элювиальных и иллювиальных горизонтов нередко отсутствует, а представления о генезисе этих горизонтов не согласуются с климатическими реконструкциями. Например, почвы с элювиально-иллювиальным профилем в парковой зоне г. Иркутска имеют возраст минерального субстрата иллювиального горизонта – среднеголоценовый, а элювиального – позднеголоценовый. Таким образом, получается, что элювиальная дифференциация профиля почв начала активно развиваться только тогда, когда относительно влажный климат среднего голоцена сменился более засушливым позднеголоценовым. Такая логика дифференциации почвенного профиля парадоксальна сама по себе.

Анализ проблемы парагенетических почвенных горизонтов, выполненный И. И. Лебедевой и В. Д. Тонконовым (2008, с. 178, 180), показал «отсутствие жестких взаимосвязей горизонтов в почвенных профилях». «Широко распространенное представление о почвенном профиле как системе детерминировано взаимосвязанных друг с другом парагенетических органо-генных, элювиальных (если они есть) и срединных горизонтов нуждается в корректировке. Генетические горизонты почв приходится рассматривать как достаточно автономные элементы педосферы, слагающие различные почвенные тела. Более или менее активный межгоризонтный вещественный обмен, который осуществляется на всех этапах формирования почвенных тел, не играет, однако, решающей роли в формировании генетических горизонтов».

4.2. Почвы на террасах и пологих склонах

Опыт изучения почв южной лесостепной и степной части Прибайкалья с генетических и хроностратиграфических позиций показывает, что в полноразвитых почвах региона и сопредельных территорий минеральный субстрат голоценового возраста имеет мощность 60 ± 20 см и включает верхнюю и срединную части почвенного профиля – горизонты А и В. Ниже располагается минеральный субстрат, накопившийся в плейстоцене, верхнюю часть которого почвоведы рассматривают как горизонт V_{ca} , а нижележащую толщу – как горизонт S_{ca} (материнскую породу). В пределах горизонта S_{ca} нередко бывают выражены своеобразные сартанские слаборазвитые почвы (см. рис. 8; 25, А). Однако почвенная традиция рассматривает все вышеперечисленные образования как профиль современной постлитогенной почвы.

Контакт голоценового минерального субстрата с позднеплейстоценовым приходится, как правило, на границу бескарбонатных горизонтов с карбонатными (рис. 25, Б). Субстрат карбонатной толщи представляет собой эолово-делювиальные лессовидные суглинки, сформированные в криоаридной обстановке средне- и позднесартанского времени (примерно 16–11 тыс. лет назад). Субстрат бескарбонатной толщи представлен в основном делювиальными отложениями голоценового возраста (10–11 тыс. лет – современность), интенсивно проработанными почвообразованием. С границей смены вещественного состава в профиле почв хорошо совпадает уровень заложения финально-сартанских криогенных трещин (около 11 тыс. лет назад). При отсутствии лессовидных суглинков граница между голоценовыми и плейстоценовыми отложениями может маркироваться по уровню финально-сартанского криогенного трещинообразования.

Относительно особенностей осадконакопления можно сказать, что, судя по строению и стратиграфии отложений, пологие склоны и террасы находятся в состоянии прерывистой аккумуляции делювиальных и эоловых наносов. Аккумуляция развивается на фоне ослабленной денудации, которая периодически может усиливаться. Исходя из средней мощности голоценовой толщи в полноразвитых почвах региона, расположенных в долинах магистральных рек, можно представить среднюю скорость аккумуляции мелкозема, точнее, ее положительный баланс в соотношении процессов аккумуляции-денудации. На протяжении последних 10 тыс. лет эта скорость ориентировочно составляла 6 ± 2 мм/100 лет. Такое незначительное поступление минерального субстрата практически не может быть хорошо выражено визуально.

Еще меньшая результирующая скорость осадконакопления отмечается для вершин увалов и верхних частей склонов. Ряд склонов являются денудационными – доминирует прерывистая денудация, хотя это не исключает появление здесь эоловых осадков. Почвообразование здесь происходит преимущественно на продуктах дезинтеграции коренных пород. Однако почвы, расположенные на таких склонах, имеют слаборазвитый профиль. В наиболее эволюционно-продвинутом варианте – это почвы с горизонтом В типа камбик.

Датировка почвенных горизонтов радиоуглеродным, археологическим и палеонтологическим методами показывает, что минеральный субстрат горизонта С полноразвитых почв региона имеет возраст 10–25 тыс. лет и более, горизонта Vca – 10–14 тыс. лет (иногда больше, редко меньше), горизонта B2 (бескарбонатного) – 10–8 тыс. лет, горизонта B1 – 8–4 тыс. лет, горизонта E (A2) – менее 4 тыс. лет. Продолжительность накопления минерального субстрата горизонта А черноземов – 8 тыс. лет, серых лесных почв – 4(6) тыс. лет, горизонта Ad различных почв – менее 2–2,5 тыс. лет. Таким образом, представляется возможность рассматривать почвенный профиль как объект стратиграфии, и по особенностям его строения изучать не только свойства почв в традиционном аспекте (для целей генетического почвоведения, картографирования, сельского хозяйства, экологии), но и как многотысячелетнюю летопись природных событий.

Датировки, полученные по запечатанным в почвенных профилях органическим и археологическим остаткам, показывают, что профиль «полно развитых» почв региона, расположенных на террасах и пологих склонах, формировался в течение последних 10–25 тыс. лет и содержит летопись почвообразования и других природно-климатических событий за этот интервал времени (Воробьева, 1984, 1988). Такие почвы можно отнести скорее к синлитогенным, чем к постлитогенным, поскольку накопление минерального субстрата в них идет, но с замедленной скоростью и, вероятно, характеризуется перманентностью, тем самым резко отличаясь от явно дискретного аллювиального или вулканического синлитогенного осадконакопления.

Минеральный материал различного гранулометрического и минералогического состава по мере его аккумуляции на поверхности почв постоянно вовлекался в почвообразовательный процесс, наращивая профиль почвы вверх. Субстрат верхних и срединных горизонтов почв активно прорабатывался почвообразовательными процессами на протяжении всего голоцена и продолжает прорабатываться в настоящее время. Субстрат нижних горизонтов накапливался в сартанское время, но его тоже в той или иной степени затронули процессы почвообразования голоценового времени.

Это вовсе не исключает того, что часть ассимилированного почвой минерального и органического субстрата вновь может вовлекаться в транспортировку. Так сформировались профили черноземов, серых лесных, дерновых лесных, дерново-карбонатных, дерново-подзолистых и других автоморфных почв Прибайкалья.

4.2.1. Черноземы

Если рассматривать ординарные варианты черноземов, имеющих в степном Прибайкалье довольно широкое распространение (см. рис. 3, Б, В), то заложенными на черноземах почвенными разрезами глубиной 1,2–2 м вскрывается толща возрастом от современности до 20–25 тыс. лет, редко больше (Воробьева, 1988). Максимум карбонатов в черноземах приурочен к горизонту *В_{са}*, хотя карбонаты могут присутствовать и выше. В транспортировке карбонатов вверх по профилю особая роль принадлежит энтомофауне. Она перемещает субстрат горизонтов преимущественно в вертикальном направлении. В частности, по ее ходам, которые хорошо заметны визуально, карбонатный субстрат горизонта *В_{са}* проникает в горизонт *В*, *АВ* и *А*, а гумусированный материал из горизонта *А* и *АВ* – в горизонт *В*, *В_{са}* и *С*. По этим же зоогенным каналам идет сверху вниз миграция части атмосферных осадков, в результате чего карбонаты частично растворяются, а затем кристаллизуются, образуя мучнистую присыпку на стенках ходов энтомофауны.

В профиле черноземов Прибайкалья были зафиксированы следующие климатические сигналы, которые можно рассматривать и как специфические особенности прибайкальских черноземов (Воробьева, Сазонов, Лыков, 2003) (табл. 10):

**Наиболее полный вариант стратиграфического расчленения профиля
прибайкальских черноземов на лессовидных отложениях**

Горизонт	Средняя глубина, см	Возраст минерального субстрата почвенного горизонта и его особенности	Стратиграфическое подразделение	
А	0–30	0–4 (5) тыс. лет – комковато-пылеватый, темно-серый с буроватым оттенком	Голоцен НЛ – межледниковье	SA-SB
		4 (5)–7(8) тыс. лет – комковато-зернистый, очень темный, максимально гумусированный.		АТ
АВ	30–40	7–8(9) тыс. лет – серый, заметно рассечение горизонта темными гумусовыми языками, проникающими из гор. А		АТ-ВО
В	40–50 (60)	8(9)–10 (11) тыс. лет – желтовато-буроватый, непрочно-комковатый, бескарбонатный		ВО-РВ
Вса	50 (60)–80	11–14 тыс. лет – палево-желтый лессовидный суглинок, при подсыхании белесый от обилия карбонатов	Сарганское время SR – ледниковье	SR ⁴
ВС (C ₁)	80–100 (120)	14–16 тыс. лет – палево-желтый опесчаненный лессовидный суглинок, иногда заметна слоистость.		SR ³⁻⁴
С (C ₂)	100 (120)– 150 (180)	16–21 тыс. лет – лессовидный суглинок палево-розовый, на вогнутых участках палеосклонов иногда сизоватый (оглеенный)		SR ²⁻³
С (C ₃)	150 (180) – 200 (220)	21–25 тыс. лет назад – суглинки, плотные, полосчатые, с седиментами каргинских почв (возраст 25–40 тыс. лет), переотложенных солифлюкционными процессами.		SR ¹
–	–	–	Каргинское время – мегаинтерстадиал	KR

1) в целинных черноземах в верхней части горизонта А на глубине 5–10 см часто отмечаются фрагменты дефляционной поверхности (прослойки, обогашенные дресвой) – след аридизации климата в позднем голоцене;

2) нижняя часть горизонта А имеет более темный цвет, лучшую гумусированность и оструктуренность, чем верхняя часть горизонта А, что является следствием более теплых и влажных условий в атлантический период голоцена;

3) из горизонта А на разных его уровнях заложены гумусовые языки – следы криогенного растрескивания почв в среднем, позднем голоцене и в настоящее время;

4) кровля горизонта Вса разбита системой криогенных трещин на полигоны разного размера. Эти структуры – следы сильных похолоданий позднедрисового возраста (11–10,5 тыс. лет назад);

5) мощность горизонта А над крупными морозобойными структурами возрастает в 1,2–1,5 раза и более, и он «карманами» или клиньями внедряется в их устья;

6) в горизонтах Вса, ВС и С на протяженных стенках археологических раскопов заметны маломощные (до 5–7 см) светлоокрашенные гумусовые горизонты погребенных почв доголоценового возраста;

7) в горизонте С на глубине около 1 м и более иногда отмечаются слабо оглеенные горизонты – следы sr^2 -почвообразования, возрастом 18–16 тыс. лет;

8) в низах разреза почти повсеместно можно обнаружить полосчатый суглинисто-глинистый слой – sr^1 -раннесартанский солифлюксий (24–21 тыс. лет назад) с белыми карбонатными прослойками (толщиной 1–1,5 см) и фрагментами иллювиальных и гумусовых горизонтов осинских (каргинских) почв, сформировавшихся 40–25 тыс. лет назад, но растащенных солифлюкцией. В разрезах на склонах солифлюкционные прослои часто обогащены щебнистым материалом.

Отмечаемая многими исследователями языковатость и карманистость прибайкальских черноземов, является следствием криогенеза. Гумусовые «языки» имеют средне- и позднеголоценовый возраст. Наиболее молодая генерация «языков» функционирует и сегодня – зимой как криогенные трещины, летом как трещины усыхания. Карманистость была предопределена мощным финально-сартанским криогенезом (около 11 тыс. лет назад), но формирование гумусовых «карманов» происходило значительно позднее – в раннем и среднем голоцене по мере деградации мерзлоты.

Часть черноземов региона имеет свои литогенные особенности, обусловленные спецификой пород. Так, черноземы в долине р. Белой (левый приток Ангары), где коренные породы – доломиты нижнего кембрия, часто характеризуются повышенным содержанием обменного магния, но это не придает их структуре облик и свойства, характерные для солонцеватых почв. Черноземы по долинам рек Иды, Осы, Унги и другие – наследуют от широко распространенных здесь красноцветных гипсоносных песчаников и алевролитов верхнего кембрия красноватую окраску и повышенное содержание гипса, вплоть до формирования 1–3 гипсовых горизонтов, верхний из которых находится в первом метре от дневной поверхности (в горизонте С) – в делювии сартанского возраста. Горизонты, содержащие гипс, могут быть представлены прочными друзовидными пластовыми и линзовидными крупнокристаллическими скоплениями, рассеянными псевдопризматическими (псевдогексагональными) тонкозернистыми агрегатами или «мучнистыми» прерывистыми прослойками. На некоторых участках Предбайкальской впадины черноземы развиваются на террасо-увалах, где близко к дневной поверхности располагаются (а иногда даже обнажены денудацией) миоцен-плиоценовые озерные и аллювиальные отложения, которые могут иметь повышенное содержание легкорастворимых солей.

Таким образом, значительный вклад в самобытность прибайкальских черноземов вносят не только климатогенно-обусловленные, но и литогенно-унаследованные свойства.

4.2.2. Серые лесные почвы

В соответствии с Классификацией-1977 «современные» почвы ГАО «Новый ангарский мост», расположенные на 14–16-метровой террасовидной поверхности, можно отнести к типу серых лесных, подтипам серых и темно-серых, родам остаточно-карбонатных и псевдофибровых, иногда оподзоленных, видам среднemosных ($A + AB = 20\text{--}40$ см) и мощных ($A + AB > 40$ см), разновидностям – легко- и среднесуглинистых. Строение профиля почв: A-AB-B₁-B₂-Cca или A-AB-B-Cca (см. рис. 8; 25, А).

Перевод номенклатуры в рамки Классификации-2004 осложнен отсутствием аналогов. Исследуемые почвы не соответствуют типам серых и темно-серых, так как зачастую не имеют оподзоленности (нет горизонтов AEL, BEL, AUe). Срединный горизонт не имеет ореховатой структуры и кутан иллювиирования, т. е. не может рассматриваться как горизонт BT. Такой горизонт может диагностироваться как структурно-метаморфический. Горизонт C мелкоземистый, равномерно белесый от карбонатов, не содержит обломков пород. Карбонаты обильные, но рассеянные, не образуют сегрегаций.

Совершенно непонятно, как при подобном строении почвенного профиля объяснить наличие хорошо выраженных железистых псевдофибров на контакте гумусового и срединного горизонта. Известно, что псевдофибры свидетельствуют о подвижности гумусово-железистых комплексов и наиболее характерны для песчаных почв отдела альфегумусовых. Формулы исследуемых почв по Классификации-2004 имеют вид: AY-AUff-BM-Cca и AU-AUff-BM-Cca. Судя по формулам, такие почвы правильнее всего отнести к буроземам и буроземам темным остаточно-карбонатным. Однако профиль названных почв нельзя относить к стволу постлитогенных, поскольку он хорошо стратифицируется.

Однозначным подтверждением синлитогенного характера формирования профиля почв на геoarхеологическом объекте (ГАО) «Новый ангарский мост» служит археологическая и палеонтологическая информация (см. рис. 8). В профиле почв, вскрытом до глубины около двух метров, зафиксировано 10 культурных слоев. В голоценовой части разреза в почвенных горизонтах A-AB-B выявлено шесть культурных слоев (к. с.): I, IIв, IIн, IIIв, IIIн, IVв. к. с. В сартанской части разреза – в горизонте C, обычно рассматриваемом как почвообразующая порода, вскрыто четыре культурных слоя: IVн., V, VI, VII к. с.

Таким образом, среди полноразвитых почв Прибайкалья доминируют синлитогенные образования, минеральный субстрат которых подчиняется принципу Стено (вышележащие слои моложе нижележащих). При этом почвообразование непрерывно прорабатывает эту стратифицированную систему слоев.

Как показали результаты стратиграфического изучения сотен геoarхеологических объектов, подавляющее большинство почв региона (среди них дерново-подзолистые, дерново-карбонатные, серые лесные, черноземы и др.) являются синлитогенными. Точнее, все они могут быть отнесены к «крипто-

синлитогенным» почвенным образованиям (от греч. *kryptos* – тайный, скрытый), где исходная слоистость минерального субстрата морфологически не выражена или выражена слабо и фрагментарно. Морфологические отличия синлитогенных почв (например, слоистых аллювиальных и вулканических) от неслоистых криптосинлитогенных обусловлены разным характером поступления минерального субстрата – импульсивным и мощным в синлитогенных почвах и замедленным, слабым и перманентным в криптосинлитогенных.

Однако это не означает, что в каждом криптосинлитогенном почвенном профиле присутствует вся стратиграфическая последовательность слоев. Действие процессов денудации и их активизация (локального или регионального плана) в те или иные отрезки времени может уничтожить ранее накопившийся и преобразованный педогенезом субстрат, создавая тем самым лакуны в летописи осадконакопления и почвообразования. Каждый почвенный профиль имеет серию таких лакун, а воспроизводимая на его основе летопись природных событий является неполной или сильно спрессованной (компрессионной).

С позиций современного педогенеза литологическая неоднородность слоев, вовлекаемых в процесс почвообразования, определяет возможности для активизации или торможения тех или иных элементарных почвообразовательных процессов. Учитывая многотысячелетний возраст почв, степень развития этих процессов может быть значительной. Например, исходная литологическая неоднородность может способствовать усилению текстурной дифференциации профиля, в результате чего степень дифференциации оказывается несоответствующей химическим свойствам почв. Этот вариант довольно часто отмечается в почвах региона, когда при морфологически сильно выраженном горизонте E_L, почвы обладают слабокислой рН, высокой СНО и гуматным составом гумуса. Наряду с этим, но гораздо реже, преимущественно в Предсаянье, встречаются почвы без следов оподзоливания, но с кислой рН, низкой СНО и фульватным составом гумуса.

4.3. Почвы на вершинах увалов и привершинных поверхностях

Если синлитогенность почв на террасах и склонах находит постоянные подтверждения, то встает вопрос можно ли к синлитогенным отнести почвы вершин и привершинных поверхностей. Одновременное действие процессов дезинтеграции коренных пород и денудации поверхности способствуют постоянному омоложению почв и маломощного чехла рыхлых отложений. В этой ситуации можно говорить об одновременном развитии процессов педогенеза и денудации. Такие почвы иногда называют синденудационными, а в какой-то мере их можно рассматривать как постлитогенные сартанголоценовые почвы.

Маломощный чехол рыхлых отложений на вершинах и в верхних частях склонов априори можно считать продуктами сартанско-голоценовой дезин-

теграции пород. Более древние, досартанские (старше 25 тыс. лет) рыхлые образования на повышенных формах рельефа в большинстве случаев были уничтожены 24–21 тыс. лет назад раннесартанской солифлюкцией. Завершению процесса уничтожения способствовали интенсивные делювиальные процессы, сменившие солифлюкцию 21–19 тыс. лет назад. В дальнейшем 19–16 тыс. лет назад, в связи с некоторым смягчением климата, появился более густой растительный покров, что привело к относительному ослаблению делювиальных процессов.

Важно отметить, что вторая половина сартанского времени характеризовалась довольно значительной активностью эоловых процессов. В связи с этим на элювии и делювии стали накапливаться эоловые осадки. Это подтверждается присутствием кварца и кислых плагиоклазов в минералогическом составе верхней части разреза элюво-делювия на трапповых плато (Макеев, 1959), что при строгом подходе ставит под сомнение корректность отнесения развитых здесь почв к постлитогенным, поскольку в определении понятия «постлитогенные» входит условие, что «почвообразование существенно не нарушается отложением свежего материала» (Классификация..., 2004). При менее строгом подходе можно допускать постлитогенный характер таких почв.

Однако в связи с расчлененным рельефом постлитогенные почвы имеют в Прибайкалье весьма ограниченное распространение, так как вниз по склонам они сменяются преимущественно синлитогенными почвами, где почвообразование протекает на фоне совместного действия аккумуляции и транзита делювиальных и других наносов.

На повышенных элементах рельефа возраст рыхлого минерального субстрата, вовлеченного в современное почвообразование, может быть не только сартанским, но и более древним. Не исключаются даже такие экзотические варианты, когда современное почвообразование развивается на дочетвертичных отложениях и палеопочвах. Так, на правобережье р. Ангары на древних (миоцен-плиоценовых) поверхностях выравнивания (ныне вершины увалов, относительная высота 100–120 м) отмечены участки, где распахиваются миоценовые слитоземы (вертисоли), которые ошибочно диагностируются как солонцеватые черноземы. На острове Ольхон, на участках, где денудацией уничтожены четвертичные отложения, в зону современного почвообразования под таежной растительностью попали слитоземы (вертисоли), а под сухостепной растительностью коричневые почвы (Воробьева, Мац, Шимараева, 1987, 1995), датированные палеонтологическим и палеомагнитным методами нижним и верхним плиоценом (рис. 26, А, Б). В Предбайкальском прогибе на антиклинальных грядах, называемых террасо-увалами, среди современных черноземов иногда фиксируются реликты неогеновых субтропических почв – слитоземов, лугово-коричневых, луговых и болотных, которые или подстилают современные почвы или выходят на поверхность, и тогда современное гумусово-аккумулятивное почвообразование накладывается на древнее.

4.4. К вопросу о возрасте гумусового горизонта полноразвитых почв

Радиоуглеродное датирование гумуса из нижней части горизонта А на разных участках ГАО «Новый ангарский мост» вне морозобойных структур дало следующие результаты: – 4 860±75 лет назад (СОАН-5184), 4 905±45 лет назад (СОАН-5183), по кости – 4 545±60 лет назад (СОАН-5182). Над морозобойными структурами финально-сартанского возраста мощность гумусового горизонта и степень его гумусированности повышена. Здесь, на контакте горизонта А с горизонтом В, по гумусу получены более древние ¹⁴С-даты – на одном участке – 5 430±65 лет назад (СОАН-5185), на другом – для низов горизонта А – 6 600±70 лет назад (СОАН-5188), для горизонта АВ – 7 055±85 лет назад (СОАН-5189), для горизонта В₁ – 7 920±50 лет назад (СОАН-5190).

Таким образом, в почвенном профиле изменчивой является не только мощность гумусового горизонта, но и его возраст, о чем свидетельствуют существенные различия ¹⁴С-дат для нижней части гумусового горизонта. Судя по приведенным данным, колебания возраста гумуса на контакте горизонта А с горизонтом В над морозобойными структурами и вне их достигают 2–2,5 тыс. лет. Стратиграфически «плавающая» нижняя граница гумусового горизонта обусловлена разными условиями для гумусообразования, осадко-накопления и сохранности гумуса в центральных частях криогенных полигонов и над сетью морозобойных структур.

Появление над морозобойными структурами даже небольших просадок грунта, образующихся при вытаивании ледяных ядер и обильных шпиров льда, способствовало ускоренному заполнению понижений за счет материала, в том числе гумусированного, смываемого с бортов просадок. В образованные отрицательные формы рельефа поступало большее количество влаги, лучше развивалась травянистая растительность, происходило более энергичное гумусообразование. В результате мощность гумусовых горизонтов над вытаивающей системой криогенных клиньев увеличивалась в 1,5–2 раза по сравнению с центрами полигонов. Ускоренное погребение гумусовых веществ под новыми наносами ограничивало доступ кислорода, резко замедляло скорость минерализации гумуса и приводило к его консервации.

В отличие от посткриогенных ложбин и западин почвы внутренних частей полигонов всегда имели меньшую влагообеспеченность и гумусированность. Здесь медленнее шло захоронение гумуса. Достаточно хорошая аэрация благоприятствовала ускоренной минерализации гумуса, что приводило к осветлению окраски и превращению прежних гумусовых горизонтов в почти безгумусовые. Свидетельством педогенной проработки минерального субстрата горизонта В стала служить ранее замаскированная гумусом буроватая окраска горизонтов – результат действия педогенных процессов образования и разрушения железисто-гумусовых комплексов.

В связи с вышеотмеченными процессами, одновозрастные образования возрастом 5–7 тыс. лет в центре полигонов представлены низкогумусными

верхними частями горизонта В, тогда как в клиновидных структурах это нижние части горизонта А, которые имеют вид вогнутых линз разной степени гумусированности, часто значительной. При этом общая гумусированность вещества в клиновидных структурах на 3–5 % больше, чем в горизонте А на полигонах (см. рис. 3, В; 5, Б; 6, А).

Процессы минерализации гумуса делают видимыми другие изменения в облике отложений, проработанных почвообразованием. В исследуемых разрезах на ГАО «Новый ангарский мост» с подобными процессами связано образование желто-бурых горизонтов В «современных» почв и розовато-буроватых прослоев в горизонте С, рассматриваемых нами как сартанские погребенные почвы: почва-I и почва-II (см. рис. 8; 25, А).

Горизонт С₁са характеризуется розовато-буровой окраской, имеет среднюю мощность 10–12 см и представлен верхней погребенной сартанской почвой-I.

Горизонт С₂са имеет мощность около 1 м, представлен палевыми лессовидными суглинками, в средней части которых часто встречается почва-II, по морфологии аналогичная почве-I. Розоватая окраска, проявляющаяся при высыхании почвы-I и II, обычна для почв, развивавшихся на карбонатных породах в условиях криоаридного климата.

Горизонт С₃са – раннесартанский солифлюксий, полосчатый, средне-тяжелосуглинистый, с полосами и линзами гумусированного материала – дериватов разрушенных солифлюкцией осинских почв каргинского мегаинтерстадиала.

4.5. К истории представлений об эволюции и полигенетичности почв

Почвы Прибайкалья имеют множество специфических черт, отличающих их от одноименных почв других регионов. Самобытность почв региона была отмечена еще в работах конца XIX века (Н. Н. Агапитов, Я. П. Прейн) и начала XX века (почвенно-ботанические экспедиции Переселенческого управления – К. Д. Глинка, А. М. Панков, А. Я. Райкин и др.), а позднее – в монографиях И. В. Николаева (1949), О. В. Макеева (1959), Б. В. Надеждина (1961).

По общепринятым представлениям самобытность почв региона обусловлена двумя факторами: 1) современными климатическими особенностями и 2) спецификой палеогеографической обстановки.

Современные климатические условия – резко континентальный климат, небольшое количество атмосферных осадков и невысокая теплообеспеченность – сказываются на таких особенностях прибайкальских почв, как пониженная мощность гумусового профиля, небольшие запасы гумуса и элементов питания, преимущественно фульватно-гуматный и гуматный состав гумуса, слабокислая реакция.

Палеогеографическая специфика территории Прибайкалья и ее влияние на почвообразование были обозначены еще И. В. Николаевым (1949, с. 28–29): «В Восточной Сибири оледенения покровного типа не существовало», но «имело место очень глубокое промерзание почв с поверхности».

В целом, все исследователи исходили из гипотезы постлитогенности и объясняли многие особенности дневных почв влиянием древнего почвообразования: доледникового (плиоценового?) (И. В. Николаев), позднеледникового (О. В. Макеев) или плейстоцен-голоценового (Б. В. Надеждин).

В отношении эволюции почв исследователи придерживались полигенетического принципа, вкладывая в него представления о прохождении почвой (без изменения ее объема) разных этапов развития, выражающихся в смене одних почв другими по мере эволюции факторов почвообразования. Среди факторов главная роль отводилась изменениям климата и состава растительности. Например, Б. В. Надеждин (1961) считал, что эволюция почв шла через смену одних полноразвитых почв другими, при этом пути эволюции почв на разных элементах рельефа были различны. На террасах в верховьях речных долин эволюция черноземов выражалась в следующей последовательности смены типов: торфянистые почвы на мерзлоте → темноцветные высокогумусные почвы под темнохвойной тайгой → луговые → лугово-черноземные почвы → черноземы. На высоких террасах в низовьях речных долин: лесные почвы (дерново-лесные бурые, дерново-карбонатные и отчасти серые лесные) → черноземы. На террасах среднего комплекса в низовьях речных долин: луговые почвы → солончаки → солонцы → черноземы.

Не отвергая тезис о полигенетичности современных почв, мы вкладываем в него совсем иной смысл. Эволюция черноземов, серых лесных, дерновых лесных и других типов почв шла не в автохтонном варианте, а в аккумулятивном варианте при периодическом участии денудационных процессов. По В. О. Таргульяну (1982), автохтонный вариант – это нормальная эволюция почв – эволюция в неизменном объеме минерального субстрата; аккумулятивный вариант – эволюция в наращиваемом объеме, когда почва как бы скользит вверх по накапливающейся породе; денудационный вариант – когда почва как бы скользит вглубь породы по мере денудации.

Автохтонная эволюция через замену одних полноразвитых почв другими (например, луговых, лугово-черноземных или каких-то лесных почв) в принципе маловероятна, так как в почвенном профиле реликтовые свойства должны быть очень многочисленными и фиксироваться, начиная с поверхности. Кроме того, для формирования автохтонной эволюционной серии полноразвитых почв в голоцене не было достаточно времени. Вместе с тем, в локальных ситуациях не исключаются интервалы с эволюцией почв по автохтонному типу. Однако мы считаем, что признание автохтонного типа эволюции доминирующим не подчиняется логике, так как требует признания отсутствия динамики склоновых процессов, тем более это нереально в условиях расчлененного рельефа региона.

Более доказуемы аккумулятивный (в долинах рек) и денудационный (на склонах) типы эволюции почв. Аккумулятивный тип характеризуется посту-

плением на поверхность прежней почвы нового минерального субстрата и ассимиляцией его в стратиграфически нарастающий почвенный профиль. Ассимилированный субстрат подчиняется действующим почвообразовательным процессам, в первую очередь – гумусообразованию, гомогенизируется под воздействием почвенной биоты, вовлекается в криогенез. Фактически это замедленный вариант синлитогенного почвообразования, начальную основу которого составляют слаборазвитые почвы. С течением времени почвенный профиль наращивается вверх, гумус нижних слоев постепенно минерализуется, и проявляется система почвенных горизонтов, специфика свойств которых обусловлена продолжительным воздействием на минеральный субстрат тех или иных элементарных почвообразовательных процессов, синхронных времени осадконакопления и эпигенетических по отношению к нему (осадконакоплению).

Понятно, что постлитогенный и синлитогенный подходы дают кардинально различные представления об эволюции почв региона. Почвенные реконструкции опираются на принцип, сформулированный еще В. В. Докучаевым: «Почвы – зеркало ландшафта», по В. О. Таргульяну «Почва – память ландшафта». В рассматриваемом нами варианте эволюции почв этот тезис означает: «Почвы – это зеркало (летопись, память) сменяющих друг друга ландшафтов». Предыстория и эволюция почв могут быть расшифрованы только с помощью хроностратиграфии и ландшафтно-климатических реконструкций. Через хроностратиграфию фактор времени в почвообразовании приобретает конкретный смысл, а определенность задач побуждает исследователей к действию.

Часть II

**ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ
ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЬЯ**

*Классификация – это сеть, которой можно
поймать и в которую можно попасться.*

Д. Харвей, 1974, с. 337.

Глава 5. ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ПОЧВ РЕГИОНА

5.1. Общая ситуация

Главная цель любой классификации – организация суммы знаний, способствующая экономии мышления. Классификация в почвоведении, как и классификация в любой отрасли знания, наглядно отражает современные взгляды в этой области. В связи с этим не лишним будет напомнить слова известного немецкого почвоведов В. Кубиены, сказанные еще в середине XX века: «Покажите мне вашу систему классификации, и я скажу вам, как далеко вы ушли в разработке исследуемой проблемы».

Обойтись без классификации невозможно, так как классификация – это язык науки, необходимое условие организации и хранения информации. Не случайно в основе всех почвенных работ лежит классификация. Каждый классифицируемый объект (в нашем случае – почва) должен быть четко обозначен, однозначно диагностирован. Следовательно, классификация должна быть по возможности максимально объективной.

Так как уровень знаний постоянно растет, то вслед за ним должны меняться и классификации. Идеальная научная классификация, по мнению всемирно известного физика Ампера, возможна только в том случае, если исследователь знает все о своем объекте. Нет сомнения, что почвоведы весьма далеки от подобного состояния. Отсюда надо признать неизбежность того, что не может быть «истинной» и окончательной классификации почв. По мере накопления знаний почвенная классификация должна постоянно совершенствоваться, а затем, с появлением новых концепций, – периодически обновляться. Таким образом, ожидание стабильной (окончательной) классификации бесперспективно, а любые варианты можно рассматривать как очередные шаги «приближения» к более совершенной классификации.

Русская почвенно-классификационная школа строилась на идеях основоположника почвоведения – В. В. Докучаева. Почва по В. В. Докучаеву – это природно-историческое тело, развитие которого контролируется пятью факторами почвообразования: 1) климатом, 2) растительностью, 3) рельефом местности, 4) почвообразующими породами и 5) временем. При генетических построениях первые четыре фактора русская школа почвоведения старалась учитывать со всей полнотой. Исходя из такого подхода к классифицированию почв, французский почвовед Ф. Дюшофур назвал принцип всех русских классификаций экологическим, то есть изучение почв во взаимоотношении с окружающей средой.

Однако представления о пятом факторе почвообразования – возрасте почв – были чисто умозрительными. Возможность датировки почв радиометрическими методами появилась только в 60-х годах XX века, а в практике

почвоведения радиоуглеродный метод датирования стал использоваться лишь с 80-х годов, и, к сожалению, до сих пор этот метод не имеет в почвоведении достаточно широкого применения.

Интегративным выражением всех факторов почвообразования и почв является ландшафт. В подтверждении этого в названиях почв прежних классификаций часто указывался ландшафт: тундровые почвы, различные лесные почвы (серые, бурые), полупустынные, пустынные и т. п. Казалось бы, что через названия ландшафтов классификация приобретала интеграционную основу. Однако последний тезис можно поставить под сомнение, так как с привлечением в почвоведение различных методов датирования ландшафтная принадлежность почв потеряла однозначность, поскольку наблюдаемые ныне ландшафты зачастую не идентичны тем, при которых прошла большая часть «жизни» почв. В качестве примера мы уже неоднократно рассматривали истории формирования некоторых почв региона.

Важно отметить, что в «докучаевском» почвоведении практически все классификации разрабатывались в русле генетической концепции. Однако стремление к созданию генетической классификации сопровождалось рядом негативных последствий, поскольку нередко в классификацию закладывались гипотезы, трактуемые как теории, что сопровождалось догматизацией ряда положений. Например, такая ситуация сложилась вокруг проблемы подзолообразования, когда любое инакомыслие по поводу генезиса «подзолистых» почв резко отвергалось. Такое же положение существует сейчас по поводу представлений о доминировании постлитогенных почв.

Гипотетический подход приводил также к тому, что классификация почв становилась в чем-то гипертрофированной, в чем-то редуцированной. Примером такой «однобокости» может служить тот факт, что в советских классификациях, основанных на генетических концепциях, все внимание уделялось почвам с хорошо развитым профилем («зрелым», «нормальным», «зональным»). Остальным почвам не только не уделялось должного внимания, но они просто игнорировались. В результате слаборазвитые почвы (почвы без срединного горизонта В) в классификациях практически отсутствовали (Указания..., 1967; Классификация..., 1977).

Увлечение советских почвоведов «нормальными» почвами привело к кризисной ситуации после того, как при составлении Почвенной карты Мира (ФАО/ЮНЕСКО) было признано очень широкое распространение слаборазвитых почв, которым отведено не менее трети всего списка почв мира. Анализируя это несоответствие, приходится признать, что в советской классификации почв классифицировались скорее идеи, чем природные объекты.

Ведущими почвоведом бывшего Советского Союза, а теперь почвоведом России постоянно предпринимались и предпринимаются настойчивые попытки построения генетической классификации почв. Прежняя классификация (Классификация и диагностика..., 1977) претендовала на роль генетической, но затем была определена как эколого-генетическая. Новая «Классификация почв России» (2004, с. 9) предложена как субстантивно-генети-

ческая, а ее проект шел под названием «Генетическая классификация почв СССР» (Шишов, Соколов, 1989).

Эти общегосударственные почвенные классификации, а также различные авторские варианты региональных почвенных классификаций опираются в правилах классифицирования на почвообразующие процессы. Однако представления о процессах почвообразования существенно меняются от десятилетия к десятилетию. В подобной ситуации претензии на построение «Генетической классификации почв» нам представляются бесперспективными.

Основное внимание при классифицировании почв, на наш взгляд, должно быть уделено «явлениям», поскольку «явления» более объективные понятия, чем почвообразовательные «процессы». Видимо, следует избегать терминологии, указывающей на «процессы» или честно говорить об их гипотетичности, информируя читателя об альтернативных мнениях. Последнее особенно важно с позиций методологии обучения, так как дает возможность выбора и активизирует самостоятельность мышления студентов и молодых специалистов.

5.2. Проблемы классификации и номенклатуры почв Иркутской области в историческом контексте

Первые сведения о почвах региона появились в 1877 г., результаты первых химических анализов – в 1881 г. В работах Н. Н. Агапитова, Шаморина, Лаврентьева характеризовались почвы Балаганского и Иркутского округов, большое внимание уделялось черноземам. Однако Я. П. Прейн (1890), исследуя почвы Балаганского округа, поставил под сомнение возможность отнесения степных почв округа к черноземам.

В 1882 г. В. В. Докучаев выступил в Вольном экономическом обществе с докладом «По вопросу о сибирском черноземе», в котором он обобщил новые данные, полученные разными исследователями, в том числе и Н. Н. Агапитовым, по почвам Сибири. При этом В. В. Докучаев отметил, что 1) в Сибири черноземы имеют меньшую мощность, чем в Европейской России; 2) сибирский чернозем распространен не сплошными полосами, а участками; 3) под черноземами в Сибири нередко разумеют почвы, ничего общего не имеющими с черноземами, поэтому площадь сибирских черноземов при неправильном определении почв может разрастись до бесконечности.

В этом же докладе В. В. Докучаев приводил оценку плодородия почв Иркутской губернии, которая ранее была дана в работе Ф. И. Рупрехта и принадлежала исследователям XVIII и начала XIX века. «Между Леной и Ангарой красноцветная глинистая почва без всякого удобрения служит 30 лет для хлебопашества, а в другом пункте – по левому берегу Ангары на Большой Сибирской дороге «чернозем столь силен, что на нем сеют без перерыва ежегодно, и он истощается только по истечении 80 лет».

В начале XX века исследования почв региона проводились по заданию Переселенческого управления. В них принимали участие К. Д. Глинка,

А. М. Панков, А. Я. Райкин, Д. А. Драницын, отметившие неожиданно слабое проявление в лесных почвах следов подзолистого процесса. Такие почвы ими были названы «скрытоподзолистыми».

В 20–40-х годах XX века ведущим почвоведом региона стал И. В. Николаев. Вначале И. В. Николаев (1934) отрицал наличие почвенной зональности в Иркутской области. Он писал: «Зоны на почвенных картах созданы искусственно, под влиянием установившейся предрассудочности взгляда школы докучаевского почвоведения». Однако под шквалом резкой критики И. В. Николаев отказался от своих взглядов, а в 1953 г. выступил в поддержку докучаевской теории зональности.

Наиболее значимой работой И. В. Николаева является его монография «Почвы Иркутской области» (1949), где он дает первую схему классификации, в которой среди факторов почвообразования повышенное внимание придает породам. И. В. Николаев выделяет почвы: 1) на светлых продуктах выветривания (на бескарбонатных породах); 2) на красноцветных продуктах выветривания карбонатных пород (коричневые почвы); 3) на продуктах выветривания карбонатных сероцветных пород (известняках, мергелях); 4) на продуктах выветривания траппов (базальтов) и песчаников.

И. В. Николаев выделяет следующие типы почв: подзолистые, торфянисто-подзолисто-глеевые, дерновые слабоподзоленные (в дальнейшем – серые лесные), черноземы, каштановые, коричневые (в дальнейшем – дерново-карбонатные красноцветные), болотные почвы, солончаки и солонцы.

Вопреки прежним представлениям И. В. Николаев считает, что в Иркутской области подзолистые почвы имеют широкое распространение. Но это мнение у него сложилось не в результате экспедиционных исследований (он практически не выезжал в экспедиции), а согласно логике взаимодействия факторов почвообразования. Вместе с тем он обнаружил, что химические свойства многих региональных подзолистых почв не соответствуют свойствам европейских почв того же типа. Анализы показали, что в Иркутской области почвы с морфологическим профилем сильно подзолистых почв часто имеют почти нейтральную pH, а на небольшой глубине (40–50 см) содержат карбонаты. Эти своеобразные почвы И. В. Николаев объединяет в подтип подзолисто-солонцеватых (осолоделых), хотя при этом не дает аналитического подтверждения ни их солонцеватости, ни оподзоленности или осолодения.

В 1955 г. появилась обобщающая работа К. П. Горшенина «Почвы южной части Сибири» (от Урала до Байкала). В Иркутской области К. П. Горшенин выделил преимущественно дерново-подзолистые почвы, а не подзолистые, как И. В. Николаев. Интересно, что в группу дерново-подзолистых почв К. П. Горшенин включил также серые лесные и отсутствовавшие в общесоюзных классификациях дерново-лесные почвы.

Несколько позднее О. В. Макеев (1959) выделил самостоятельный тип дерновых лесных почв, к которому отнес почвы под таежно-лесной растительностью на породах, богатых основаниями, что препятствует развитию подзолистого процесса. В типе дерновых лесных почв О. В. Макеев выделил

два подтипа: дерновые лесные железистые (на траппах) и дерново-карбонатные (на карбонатных породах).

В дальнейшем Б. В. Надеждин (1961) неоподзоленные и слабооподзоленные лесные почвы, широко распространенные в регионе, назвал дерново-лесными бурями, отделив их на правах типа от серых лесных и дерново-карбонатных почв, а также выделил тип дерново-лесных темноцветных (мерзлотных) почв. Формирование дерново-бурых лесных почв Б. В. Надеждин объяснял всей совокупностью условий почвообразования, как в прошлом, так и в настоящее время. Дерново-бурые почвы характеризуются бурой окраской гумусового горизонта и заметным оглиниванием верхней и особенно средней части почвенного профиля.

Столкнувшись со сложностью определения типовой принадлежности многих почв региона, Б. В. Надеждин написал: «Основной задачей классификации является выяснение главных особенностей почвообразования каждой данной местности, выражающихся в формировании крупных таксономических единиц – типов и самое меньшее – подтипов» (Надеждин, 1961, с. 186).

После работ И. В. Николаева многие неординарные свойства почв региона (в частности, слабокислая или близкая к нейтральной рН элювиального горизонта, и повышенное содержание обменного натрия или натрия и магния в тех или иных горизонтах почвенного профиля) в течение ряда десятилетий объяснялись почвоведом как остаточная солонцеватость или осолоделость почв (Мартынов, 1958; Кузьмин, 1962; Корзун, Фролова, Ивельский, 1969; Горбачев, Сорокин, 1978). Вместе с тем, никто из исследователей, за исключением Б. В. Надеждина (1961), не отмечал присутствие в регионе настоящих солодей.

В качестве примера очень редко встречающихся в регионе солодей Б. В. Надеждин (1961) приводит два разреза текстурно-дифференцированных почв, расположенных под лесом на вершинах увалов по бортам долины р. Ангары в условиях сильно расчлененного рельефа. Одна почва, имеющая карбонаты в нижней части профиля, развивается под сосняком. Вторая – вообще не содержит в профиле карбонаты и развивается под вторичным осиново-березовым лесом (от первичного леса сохранились пни 200–300-летней лиственницы). Почвы не засолены, величина сухого остатка менее 0,2 %. Ни о железо-марганцевых новообразованиях, ни об оглеении или мраморовидной окраске автор не упоминает. Единственное, что согласуется с пониманием образа солодей – повышенное содержание обменного натрия, но оно минимально (2–3 % от суммы обменных оснований) в верхних горизонтах и возрастает в почвообразующей породе, в том числе в бескарбонатной. Вряд ли подобные почвы можно считать настоящими солодями.

В 1963 г. академик И. П. Герасимов, познакомившись с почвами региона, назвал их «самобытными», так как вопреки общим правилам, лесные почвы региона с хорошо морфологически выраженной элювиально-иллювиальной дифференциацией почвенного профиля нередко имеют слабокислую или близкую к нейтральной рН и высокую степень насыщенности основаниями. Эти почвы им были названы палево-бурями псевдоподзоли-

стыми. При такой неординарной ситуации И. П. Герасимов поставил под сомнение также правильность выделения в Прибайкалье серых лесных почв.

Г. А. Воробьевой (1972) был исследован весь эволюционный ряд почв на продуктах выветривания красноцветных верхнекембрийских карбонатных пород, широко распространенных в регионе. Начальными членами этого ряда являлись дерново-карбонатные типичные и выщелоченные почвы, конечными – почвы с текстурно-дифференцированным профилем и хорошо выраженным осветленным горизонтом. Почвы с дифференцированным профилем по морфологии были похожи на дерново-сильноподзолистые, но принципиально отличались от подзолистых по следующим свойствам: слабокислая и нейтральная рН, гуматный и фульватно-гуматный состав гумуса, присутствие карбонатов с глубины 35–50 см, слабо промывной режим почв. Детальные исследования не подтвердили наличия диагностических признаков процессов оподзоливания (в его классическом понимании), осолодения, осолонцевания, оглеения, лессиважа. В связи с этим почвы были названы нейтральным термином «дерновые лесные с белесым горизонтом».

Профиль этих почв, а также дерново-карбонатных оподзоленных и выщелоченных, содержит значительно большее количество физической глины, чем горизонт С, что создает кажущийся эффект активного развития процессов сиаллитизации. Однако целенаправленное исследование минералогического состава (Воробьева, 1972) сильно «оглиненных» дерново-карбонатных почв и дерновых лесных почв с белесым горизонтом показало, что для глинообразования *in situ* в почвах нет и никогда не было существенных резервов слоистых силикатов, так как содержание слюд и в почве, и в породе незначительно и составляет менее 1 %.

Проблема «оглинивания» особенно актуальна для Прибайкалья, так как повышенное содержание глинистого вещества в горизонтах А и В характерно для очень многих почв региона, относящихся к разным типам, и распространенных не только в южной, наиболее теплой части региона, но и в самой холодной – северной. Отмечая подобное явление в бурых таежных почвах севера Иркутской области, Г. Ф. Копосов (1983) пишет: «Распространенное представление о том, что горизонт В бурых почв формируется в результате метаморфизации материала на месте, не может считаться убедительным... Повышенное содержание глины в горизонте В некоторых почв является следствием привноса высокодисперсных частиц из гумусового горизонта или унаследованным признаком» (Копосов, 1983, с. 125).

Парадокс интенсивного «оглинивания» почв при отсутствии достаточного резерва слоистых силикатов, и тем более в условиях холодного климата, не может быть объяснен с традиционных позиций постлитогенного почвообразования, но легко объясняется, если исследовать почвенный профиль как стратифицированное природное тело.

Остается нерешенной проблема несоответствия рН многих лесных почв региона их европейским аналогам. Сравнительный анализ величины рН, выполненный в ходе почвенно-картографического обследования для нескольких сотен разрезов трех типов естественных почв, широко распространенных

в Присяянье, показал (Воробьева, Раднаев, 1994), что почвы, развитые на продуктах выветривания и переотложения бескарбонатных юрских пород, и относимые к дерново-подзолистым, дерновым лесным и серым лесным практически не различаются по кислотности и СНО (горизонт А рН = 5,7–6,0; СНО = 66–76 %), корреляция между степенью выраженности элювиального горизонта и кислотностью отсутствует, причем серые лесные почвы часто имеют более низкую рН и СНО, чем дерново-подзолистые.

Погребенные гумусовые горизонты могут встречаться в почвах региона в различных частях почвенного профиля. Так, в почвах Присяянья в нижней части горизонта В серых лесных почв нередко фиксируется погребенный горизонт А. Анализ ситуации показывает, что подобное явление спровоцировано современными тектоническими движениями, вызывающими перекоос поверхности тектонических блоков. Установлено, что погребенные гумусовые горизонты в нижней части горизонта В характерны для почв, расположенных на пологих склонах, представляющих собой опускающееся плечо тектонического блока. Активизация склоновых процессов, вызванная перекоосом поверхности блоков, способствовала усилению денудации на поднимающемся плече блока и аккумуляции делювиальных наносов на опускающемся плече, что в конкретном случае привело к ускоренному погребению гумусовых горизонтов раннеголоценовых почв. На противоположном – воздымающемся плече тектонического блока сформировались крутые, местами обрывистые склоны с почвенным покровом, представленным литоземами и петроземами.

Обобщая исторические представления, складывающиеся о генезисе почв и отражающиеся на их номенклатуре, следует отметить наличие целого ряда нерешенных проблем в понимании особенностей почв и почвенного покрова исследуемого региона. В результате различий в гипотезах происхождения тех или иных почв, в научную литературу и на почвенные карты попала специфическая почвенная номенклатура: скрытоподзолистые, коричневые, подзолисто-солонцеватые (осолоделые), дерново-лесные, дерновые лесные железистые, дерново-лесные бурые, дерново-лесные темноцветные (мерзлотные), палево-бурые псевдоподзолистые, дерновые лесные с белесым горизонтом, бурые таежные и др.

Приведенные сведения из истории исследования почв региона убедительно показывают, что классификация почв Иркутской области всегда была сопряжена с большими трудностями, обусловленными самобытностью почв региона. Эта сложность сохраняется и поныне, то есть, многим почвам региона нет места в рамках принятых классификаций.

В качестве резюме по рассматриваемой здесь проблеме можно привести высказывание И. А. Соколова (1991), с которым автор данной работы полностью согласен.

«Генетическое почвоведение родилось и длительное время развивалось на материалах, полученных при изучении почв Восточно-Европейской рав-

нины. Здесь были впервые установлены основные закономерности почвообразования и сформулированы базовые концепции новой науки. Однако длительное время традиционные представления о Восточно-Европейской равнине как об эталонной территории тормозили теоретическую мысль: все, даже принципиально новые природные феномены, исследователи стремились уложить в рамки установленных ранее закономерностей и понятий. Существенно более широкое и сложное экологическое пространство почвообразования в Сибири по сравнению с Восточно-Европейской равниной позволяет утверждать, что Сибирь представляет собой более надежный «научный полигон» для установления новых и проверки установленных ранее теоретических концепций: все общие закономерности, справедливые для Сибири, справедливы и для Восточно-Европейской равнины, но не все закономерности Восточно-Европейской равнины обязательны для Сибири. Поэтому неудивительно, что обобщение и осмысление данных по Сибири оказалось невозможным в рамках ранее существовавших теоретических концепций».

5.3. Краткая характеристика природно-климатической обстановки Иркутской области

5.3.1. Орография

Основная часть Иркутской области располагается в пределах южного выступа Средне-Сибирского плоскогорья, обрамленного горами с юго-запада, юга, востока и северо-востока (рис. 27). В тектоническом отношении Средне-Сибирское плоскогорье соответствует Сибирской платформе, а ее южный, обрамленный горами, клинообразный выступ называется Иркутским амфитеатром.

В пределах Иркутской области Средне-Сибирское плоскогорье подразделяется на ряд орографических районов, среди которых основными являются:

- Иркутско-Черемховская предгорная равнина с высотными отметками 550–650 м, протягивающаяся в направлении запад-северо-запад вдоль подножья гор Восточного Саяна;
- Предбайкальская впадина с высотными отметками в среднем 600–800 м, вытянутая в северо-восточном направлении вдоль горного обрамления западного побережья оз. Байкал;
- Лено-Ангарское плато, занимающее центральную часть Иркутского амфитеатра, с максимальными высотами в его северо-восточной части (до 1400 м и более) и понижением высот в западном и южном направлении до 700–650 м;
- Ангарский кряж – полоса возвышенностей, вытянутая в северо-восточном направлении, с отметками высот до 900–1000 м, плоскими вершинами, бронированными сибирскими траппами, и крутыми, часто обрывистыми склонами;

- низинно-равнинная крайне западная часть территории Иркутской области с отметками рельефа менее 400 м, относящаяся к перифериям Канско-Рыбинской равнины, Мурской низины и других понижений рельефа, основные площади которых территориально принадлежат Красноярскому краю;

- Ербагаченская равнина с высотами междуречий около 400 м, расположенная на самом севере области в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски.

Горное обрамление Иркутского амфитеатра в пределах территории области представлено следующими орографическими системами:

- серия хребтов Восточного Саяна на юге и юго-западе области, с высотными отметками более 2 тыс. м;

- Онетская возвышенность и параллельные ей Приморский и Байкальский хребты, вытянутые вдоль Байкала, с высотами от 800 до 2500 м, повышающимися в северо-восточном направлении;

- Северо-Байкальское и Патомское нагорья, занимающие всю северо-восточную часть области, с высотными отметками до 1500–1700 м.

5.3.2. Геология

Внутреннее поле Иркутского амфитеатра слагают осадочные породы различного возраста – от протерозойских до кайнозойских включительно. Доминируют раннепалеозойские отложения кембрийского и ордовикского возраста, по площади распространения им уступают мезозойские отложения триасового и юрского возраста. Остальные осадочные породы не имеют широкого распространения.

На юге области обширные площади занимают юрские континентальные отложения, залегающие на нижнекембрийских породах морского генезиса и перекрывающие их относительно маломощным чехлом.

Нижнекембрийские породы вскрываются по долинам притоков Ангары, где они представлены доломитами и известняками ангарской свиты. Окраска пород от белой до серой.

В южной части Лено-Ангарского плато доминируют верхнекембрийские красноцветные отложения, представленные карбонатными (иногда гипсоносными) песчаниками, алевролитами и аргиллитами верхоленской свиты. Севернее их перекрывают отложения ордовика, а верхнекембрийские породы обнажаются только по глубоко врезынным долинам рек.

Осадочными породами ордовика сложена вся центральная часть Иркутского амфитеатра. Отложения представлены мелководными морскими и лагунными осадками, зачастую карбонатными. В их составе: песчаники, гравелиты, алевролиты, известняки. Верхнеордовикские отложения являются красноцветными.

На западе области встречаются силурийские и девонские отложения, но они не имеют широкого распространения. В составе силурийских пород – песчаники, алевролиты и доломиты. Девонские отложения представлены известковыми песчаниками и алевролитами. Здесь же отмечены континенталь-

ные породы пермо-карбонového возраста (песчаники, алевролиты с прослоями углей).

Юрские отложения распространены в пределах Иркутско-Черемховской равнины, где представлены в основном бескарбонатными конгломератами, алевролитами, песчаниками буро-желтого цвета, иногда с черными пластами каменного угля.

На севере области в бассейне Нижней Тунгуски повсеместно присутствуют мезозойские породы триасового и юрского возраста. В составе триасовых отложений доминируют вулканогенно-осадочные образования – туффи-ты, туфопесчаники, туфобрекчии, в составе юрских пород – осадочные отложения, песчаники, алевролиты, иногда с прослоями каменных углей.

В западной и северо-западной части Иркутской области осадочные палеозойские породы прорваны магматическими породами основного состава – сибирскими траппами пермо-триасового возраста. Их образование связано с внедрениями магмы между пластами осадочных пород. Сибирские траппы представлены в основном долеритами – крупно- и среднезернистыми базальтами, в составе которых главными минералами являются основные плагиоклазы (~60 % состава) и пироксены (~30 % состава). Выходы траппов в виде разобщенных контуров протягиваются широкой полосой через всю западную часть Иркутской области от подножий Восточного Саяна в районе Нижнеудинска и Тайшета до самых северных территорий, включая бассейн Нижней Тунгуски.

В горном обрамлении Иркутского амфитеатра в пределах Иркутской области развиты преимущественно магматические и метаморфические породы.

Среди магматических пород очень широкое распространение в горах Восточного Саяна, в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях имеют крупные массивы гранитов и гранитоидов разного возраста от архея до палеозоя. Доминируют протерозойские гранитоиды. Кроме гранитов и гранитоидов, в состав магматических пород входят интрузивные породы основного, ультраосновного, иногда щелочного состава, но они образуют сравнительно немногочисленные и небольшие массивы.

Среди метаморфических пород встречаются породы разного возраста: от древнейших – архейских пород шарьжалгайской серии на южном побережье Байкала, до палеозойских метаосадочных и метавулканических пород на западном побережье озера. Метаморфические породы представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, кристаллическими известняками, кварцитами. Метаморфические породы прорваны интрузиями разного возраста и состава – от кислых до основных, ультраосновных и щелочных.

5.3.3. Климатические особенности

Особенности почвообразования, как известно, определяются спецификой факторов почвообразования, среди которых диктующую роль играет климат. Именно он контролирует распределение растительности, особенно гипергенеза и развитие тех или иных почвообразовательных процессов.

Иркутская область расположена почти в центре Азиатского материка – между 51°8′ и 64°9′ с. ш. и 95°37′ и 119°10′ в. д., что определяет резкую континентальность ее климата. С запада на восток протяженность территории составляет 1500 км, с юга на север – 1400 км. Естественно, что при такой протяженности климатические условия будут существенно разными в южных, центральных и северных районах. Большое влияние на климатические особенности оказывает также орография.

В северных районах среднегодовая температура колеблется от -4 °С до -8,6 °С, абсолютные минимумы температур – от -59 °С до -64 °С. Сумма положительных температур выше 10 °С – от 1200 °С до 1500 °С. Длительность безморозного периода от 55 до 95 дней. Годовая сумма осадков 400–470 мм. Низкие температуры приводят к низкой испаряемости. В связи с этим коэффициент атмосферного увлажнения больше 1, климат гумидный.

В южных районах среднегодовая температура составляет от -1,2 °С до -2,6 °С. Сумма положительных температур выше 10 °С от 1500 °С до 1700 °С. Длительность безморозного периода 105–112 дней. Годовая сумма осадков 380–440 мм. Годовой коэффициент атмосферного увлажнения больше 1, но в весенне-летний сезон может снижаться до 0,5.

Самая высокая среднегодовая температура воздуха +0,4 °С отмечается на побережье Байкала. Огромная водная масса озера приводит к сглаживанию температурных амплитуд. Летом она оказывает охлаждающее влияние на побережье, зато зимой создает значительный обогревающий эффект.

Для территории области характерны следующие особенности в распределении атмосферных осадков: 1) пониженное количество осадков в долинах магистральных рек, выполняющих функцию ветровых коридоров; 2) повышенное количество осадков на наветренных макросклонах горного обрамления; 3) пониженное количество осадков на территориях, находящихся в ветровой тени влагопереносящих ветров. Так, наиболее низкое количество атмосферных осадков (от 213 до 370 мм) выпадает в Приольхонье, находящемся в орографической тени Приморского и Байкальского хребтов.

Многолетняя мерзлота

Северные районы характеризуются почти сплошным распространением многолетнемерзлых пород (ММП), так называемой «вечной» мерзлоты. Мощность ММП составляет 80–100 м и возрастает до 150–200 м в горах.

В южных равнинных районах ММП сохранились в виде линз и островов на заболоченных участках долин рек, мощность ММП здесь около 15 м. Более широкое распространение и большую мощность ММП имеют лишь в горах.

5.3.4. Растительность

Основным типом растительности в Иркутской области являются леса, занимающие более 65 % ее территории. Самые распространенные древесные породы лиственница и сосна. В центральных, северных и горных районах доминируют лиственничные леса как самые морозоустойчивые. В южных районах широкое распространение получают более теплолюбивые сосновые

леса. Мелколиственные березово-осиновые леса встречаются по всему внутреннему полю Иркутского амфитеатра. Особенности распределения растительности отражены на карте области (см. рис. 27), в виде схемы геоботанического районирования, составленной Л. И. Номоконовым (Атлас..., 1962).

В южной части Иркутской области вдоль долин рек на Иркутско-Черемховской равнине и юге Предбайкальской впадины отмечаются лесостепные ландшафты, в составе которых главными компонентами являются луговые степи (почти все более или менее крупные их массивы в настоящее время распаханы) и сосновые или мелколиственные леса с хорошо развитым травянистым покровом. В средней и северной части Предбайкальской впадины степи исчезают, а сосновые леса замещаются лиственничными.

Острова сухих степей отмечаются в Приольхонье, получающем минимальное количество атмосферных осадков.

На самом юге области у подножья хребтов Восточного Саяна, где сформированы внутренние дельты левых притоков Ангары, значительное распространение имеют сосновые леса и заболоченные пространства.

На Лено-Ангарском плато доминируют лиственничные леса. На высоких отметках рельефа появляется кедр. К северу от п. Жигалово существенные площади занимает лиственнично-кедровая темнохвойная тайга. На северных склонах встречаются ельники.

Значительные площади мелколиственных лесов характерны для западной части Иркутской области, где они перемежаются с сосновыми лесами, а иногда с темнохвойной тайгой, в составе древесных пород которой возрастает доля ели, пихты и кедра. В южной части Ангарского кряжа преобладающей породой является сосна, в северной – лиственница.

Слаборасчлененная Ербогачёнская равнина, расположенная на севере области, занята лиственничными лесами и заболоченными пространствами с ерниками – зарослями низкорослых березок, некоторых видов ив и кустарников.

В горном обрамлении выражена вертикальная поясность. Для горнотаежного пояса Восточного Саяна характерны лиственничные леса с кедром, к западу в составе темнохвойных появляется пихта. Для горной тайги Байкальского хребта – лиственничные леса с кедром, елью и моховым покровом, в верховьях рек – ерниковые заросли. В нагорьях северо-востока области – лиственничная тайга, которая выше по рельефу сменяется лиственнично-кедровостланиковым поясом. Еще выше располагается пояс горных каменистых и мохово-лишайниковых тундр, затем подгольцовый пояс с лишайниковыми пустошами, сменяющийся гольцами на самых высоких отметках рельефа.

Разнообразие форм рельефа, горных пород, климата и растительности предопределили разнообразие почв на территории Иркутской области. Вместе с тем они же благоприятствовали появлению в почвенном покрове и почвах региона весьма своеобразных черт.

1. Основная часть территории области находится в пределах Иркутского амфитеатра и располагается на довольно высоких отметках рельефа (более 500 м над уровнем моря, часто более 800 м), но при этом имеет равнинный характер вершинной поверхности и глубоко врезуемые речные долины, что придает рельефу гористый характер. Подобный тип рельефа четко отражен через этимологию терминов «плоскогорье», «плоскогорный» рельеф. Указанные особенности рельефа благоприятствуют ослабленной денудации вершин водоразделов и способствуют интенсивной денудации бортов речных долин. Существенные различия в интенсивности денудации сказываются и на почвообразовании. На выровненных вершинах почвообразование может протекать в течение очень длительного времени (местами там даже сохранились реликты древних – неогеновых почв), тогда как на бортах долин происходит постоянное омоложение почв.

Высокие горные массивы обрамляют Иркутский амфитеатр с юго-запада, юга, востока и северо-востока. Они влияют на циркуляцию воздушных масс, способствуют вертикальной дифференциации климатических условий, развитию вертикальной поясности в распределении растительности и почв.

2. На территории области очень широкое распространение имеют карбонатные осадочные и метаморфические породы, что обеспечивает неиссякаемый источник литогенных карбонатов, вовлекаемых в почвообразование. Известно, что карбонаты оказывают огромное влияние на кислотно-основные свойства почв, а, соответственно, на развитие тех или иных почвообразовательных процессов. К этому следует добавить богатство многих метаморфических пород магнезиально-железистыми силикатами, которые менее устойчивы к выветриванию, чем другие силикаты, но к тому же, могут поставлять в зону гипергенеза и почвообразования значительные количества железосодержащих соединений и элементов питания растений.

Бедные основаниями породы сосредоточены на юге и северо-востоке области. Они представлены гранитами и гранитоидами, образующими огромные массивы в горах Восточного Саяна, на Северо-Байкальском и Патомском нагорьях. Здесь создаются условия для формирования бедных почв грубого гранулометрического состава, для развития в почвах альфегумусового процесса и образования подзолов и подбуров.

3. Специфика климата, влияющая на почвообразование, выражена не столько в широкой амплитуде колебаний теплообеспеченности и увлажненности, сколько в наличии многолетней мерзлоты и в особенностях палеогеографической обстановки. Например, в почвах региона активно развиваются современные сезонные криогенные процессы, криогенные процессы, связанные с существующей (функционирующей) многолетней мерзлотой и процессы, связанные с реликтовыми криогенными и посткриогенными структурами и явлениями.

4. Особенности палеогеографической ситуации заключаются в том, что в регионе не было покровного оледенения. Ледники были только в горах. Территория всего Иркутского амфитеатра на протяжении миллионов лет бы-

ла открыта для почвообразования и развития экзогенных процессов. Следы событий разных эпох еще можно найти в толщах рыхлых отложений, покрывающих вершины водоразделов. Летопись последних десятков тысяч лет часто можно обнаружить в береговых обнажениях, карьерах и глубоких почвенных разрезах на междуречьях, речных террасах и склонах.

5. Территория Иркутской области является в основном таежной, но 20–10 тыс. лет назад это была тундро-степь с небольшими полосками леса, вытянутыми вдоль речных долин. Потепление климата и последующая деградация мерзлоты обеспечили возможность постепенного расширения лесных пространств. Настоящая экспансия тайги началась менее 8 тыс. лет назад, а состояние растительности, похожее на современное (со значительными площадями сосновых и мелколиственных лесов), регион стал приобретать лишь в течение последних 5–6 тыс. лет. Такая эволюция растительности не могла не сказаться на особенностях почвообразования, поскольку при общей древности почв фаза их развития под лесной растительностью оказалась довольно короткой. Возможно этим можно объяснить тот факт, что во многих лесных почвах региона срединный горизонт В выражен слабо и может диагностироваться только как камбик.

Другой особенностью области является остепнение растительности по долине р. Ангары и в южной части Прибайкальской впадины. Остепнение обусловлено особенностями циркуляции атмосферы. Указанные участки располагаются на стыке степной и таежной зоны, но обычно называются лесостепными. Еще резче аналогичная ситуация выражена в Приольхонье, где с тайгой соседствуют сухие степи. Поэтому лесостепи в Иркутской области имеют существенные отличия от лесостепей европейской России. Соответственно этому отличаются и почвы.

5.4. Систематический список почв Иркутской области и его корреляция с Классификацией-2004

Региональные систематические списки почв Иркутской области неоднократно составлялись специалистами РОСГИПРОЗЕМ, Иркутского госуниверситета и научно-производственных учреждений, занимавшимися крупномасштабным почвенным обследованием земель колхозов и совхозов Иркутской области. Списки совершенствовались на протяжении многих десятков лет с учетом материалов научных исследований (И. В. Николаев, Б. В. Надеждин, О. В. Макеев, В. А. Кузьмин, Н. И. Карнаухов, М. А. Корзун, В. П. Мартынов и др.) и изменений в общесоюзных классификациях почв. Вследствие такого многократного совершенствования региональных систематических списков, крупномасштабные почвенные карты разных лет имеют существенные различия в классификационных подходах и номенклатуре.

Наиболее поздний вариант систематического списка почв региона, отвечающий требованиям крупномасштабных научно-производственных работ, был составлен автором на основе классификации 1977 г. почв и частичной

переработки и дополнений систематического списка почв, используемого Иркутским филиалом РОСГИПРОЗЕМ в 70–80-е гг. XX в. Дополнения касаются введения в список ряда типов и родов почв, отсутствующих в классификации 1977 г.: дерновые лесные почвы, дерновые степные почвы, роды: псевдофибровые, с погребенным гумусовым горизонтом, род неоподзоленных в типе серых лесных почв. Введена группа типов слаборазвитых почв (литосоли, регосоли, ареносоли, пелосоли) и слаборазвитых дерновых почв (рендзины, парарендзины, ранкеры, умбрисоли). Введение в список групп типов слаборазвитых почв существенно повлияло на корректность карт, составляемых для территорий с резко расчлененным рельефом (например, при почвенной съемке в Ольхонском районе). Значительное внимание было уделено детальной проработке критериев разнесения почв по низшим таксономическим уровням и соответствующим картографическим индексам почв.

Как уже было сказано, основой перечня почв, рассматриваемых в следующих главах, является составленный автором «Систематический список почв южной (освоенной) части Иркутской области» (Воробьева, 2009).

Для удобства работы с систематическим списком сведения о почвах в нем изложены примерно в той же последовательности, что и в классификациях, а основное внимание уделяется полноразвитым почвам на положительных элементах рельефа. Привычная номенклатура и таксономические выделы, используемые в «Списке» сопоставляются с номенклатурой и классификационными таксонами, принятыми в классификации 2004 г. Несмотря на существенные сложности и разночтения при разнесении почв региона по типам, разногласия с общепринятыми классификациями почв СССР и России, намеренно сведены к минимуму, что определено картографической и прикладной направленностью «Списка».

Почвы, отсутствовавшие в систематическом списке и в материалах крупномасштабного почвенного картографирования, не рассматриваются или рассматриваются в сжатом варианте.

В отличие от старой факторно-экологической классификации 1977 г. в классификации 2004 г., опирающейся на субстантивный подход, из почвенной номенклатуры были убраны все ландшафтные наименования. В результате произошли изменения в номенклатуре почв – серые лесные почвы стали называться серыми, бурые лесные – буроземами. Такая же ситуация сложилась с номенклатурой других типов почв, где имелись указания на ландшафтную принадлежность (например: луговые, тундровые, болотные и т. д.), ландшафтные термины были заменены другими: болотные почвы → глееземы; луговые почвы → глееватые, гидрометаморфические.

В новой классификации изменена иерархическая составляющая. Введены надтиповые выделы: ствол и отдел, наиболее значимым из которых является отдел. Отделы объединяют типы почв с одинаковыми горизонтами (в основном срединными), характеризующими основной процесс почвообразования и облик почвенного профиля (альфегумусовые почвы – горизонт ВНГ, текстурно-дифференцированные почвы – горизонт ВТ, структурно-метаморфические почвы – горизонт ВМ).

Произошли существенные изменения и в принципах почвенной таксономии на уровне выделения типов, подтипов, родов. Типы в пределах отдела определяются по сочетанию неизменного генетического горизонта отдела с другими горизонтами: поверхностными (AY, AU, O, T), подповерхностными (AEL, BEL), подсрединными (G). В результате количество типов почв по сравнению с классификацией 1977 г. существенно возрастает. Подтипы почв в классификации почв 2004 г. в основном коррелируются с родами почв старой классификации. Изменились требования к критериям разделения почв на виды.

Кроме того, произошли изменения в правилах использования индекса горизонта O (лесная подстилка) в формуле почв. Горизонт O вводится в формулы центрального образа только тогда, когда отсутствуют другие органо-генные или гумусовые горизонты. Если в прежних классификациях индексы подгоризонтов и переходных горизонтов указывались в общей формуле, то согласно Классификации-2004, эти горизонты не являются типодиагностическими, а потому не имеют значения для идентификации почв, для чего используется только центральный образ формулы.

Вместе с тем, при описании почвы все эти горизонты отмечаются и описываются по факту присутствия. В верхней части гумусовых горизонтов естественных почв возможно выделение дернины, представляющей собой скопление густо переплетенных корней трав и кустарничков в количестве более 50 % от общей массы.

Все эти трансформации, касающиеся конкретных типов почв, представлены в таблицах (см. табл. 11–27) корреляции номенклатуры и таксономии. Эти таблицы помогают подобрать новые названия и определить таксономию любых почв систематического списка, т. е. тех почв, которые в прежние годы были отражены на почвенных картах и в публикациях.

Для облегчения процедуры корреляции при составлении данных таблиц был выдержан принцип «от привычного старого к непознанному новому», т. е. переход от прежней номенклатуры и таксонов к новой номенклатуре и таксонам, а не наоборот, как это сделано в «Полевом определителе...» (2008), повторяющем логику сопоставлений в «Классификации и диагностике почв России» (2004). В отличие от названных публикаций в работе «Корреляции почвенных классификаций» (2005) использованы два подхода – прямой и обратной корреляции (от Классификации-2004 к Классификации-1977 и от Классификации-1977 к Классификации-2004). Прямая и обратная корреляция национальных классификаций почв удачно дополнены корреляцией регионального списка почв с «Указаниями по классификации...» (1967) и Классификацией-2004.

С введением в научный и учебный процесс Классификации-2004, построенной на новых принципах, использующей новые критерии, в российском почвоведении обозначился переходный этап, длительность которого неизвестна, но в продолжении которого одновременно будут функционировать и старые и новые подходы к почвенным классификациям, поскольку все имеющиеся почвенные материалы базируются на принципах старой класси-

фикации. Аналогичная ситуация уже имела место 30 лет назад, когда была принята «Классификация и диагностика почв СССР» (1977). Ее авторы для переходного этапа предлагали на законченных почвенных картах вводить общесоюзные названия почв (в скобках) в дополнение к ранее имевшимся местным названиям. Возможно, этот же подход придется использовать в современной ситуации.

Для образовательных целей систематический список почв дополнен определениями терминов (понятий), наиболее часто используемых для классификации и диагностики почв. Определения взяты в основном из «Почвенной номенклатуры...» (1974), «Толкового словаря по почвоведению» (1975), «Классификации и диагностики...» (1977), «Терминологии перигляциальной геоморфологии» (Тимофеев, Втюрина, 1983), учебника «Почвоведение» (1988), «Классификации и диагностики почв России» (2004). Автор не меняет эти определения и не дает к ним комментарии.

Взгляды автора отличаются от взглядов, изложенных в новой Классификации-2004, не только по поводу соотношения постлитогенного и синлитогенного почвообразования.

Несмотря на разногласия по принципиальным вопросам генезиса полноразвитых почв (эпи- и сингенетическое почвообразование) и приведенного в новой классификации объединения почв в таксономические единицы высшего порядка – постлитогенные и синлитогенные стволы, мы, тем не менее, считаем, что новая классификация почв на более низких таксономических уровнях (отделы, типы, подтипы) – это определенные правила, которым почвоведом придется следовать в течение ближайших 10–20 лет. Эти правила позволяют большее внимание уделять свойствам, ныне присущим почве как самостоятельному природно-историческому телу, а не факторам почвообразования, которые за длительную эволюцию почв могли кардинально меняться. Таким образом, новая классификация – это еще один шаг в смещении акцентов исследования от наблюдаемых факторов почвообразования (за ничтожно малый отрезок истории почв) к результатам их воздействия за многотысячелетний период эволюции почв. Поэтому мы считаем необходимым, провести сопоставление номенклатур и таксономических единиц разных классификаций. Вместе с тем, надо признать, что перевод местной почвенной номенклатуры в новую, предложенную в «Классификации почв России» часто бывает сопряжен с большими трудностями. Некоторые из них будут изложены при рассмотрении дерновых лесных и других почв региона.

Глава 6. ПОЛНОРАЗВИТЫЕ ПОЧВЫ ПОД ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ: НОМЕНКЛАТУРА, КЛАССИФИКАЦИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

К полноразвитым принято относить почвы с хорошо выраженным средним горизонтом В. Кроме термина «полноразвитые», для обозначения таких почв нередко применяются еще ряд терминов, каждый из которых имеет свою специфику и употребляется в конкретных ситуациях.

Зрелая почва – общеупотребительный термин без точного содержания, относящийся к почвам с полно развитым профилем и находящимся в равновесии с существующей природной растительностью и климатом.

Зональная почва – термин Н. М. Сибирцева для типов почв, в которых почвообразовательный процесс и генетические свойства наиболее соответствуют комплексу физико-географических условий определенных природных зон, причем зональные почвы развиваются на равнинных элементах рельефа, в автоморфных условиях, под типичной зональной растительностью, и каждой зоне соответствует определенный зональный тип почв.

Автоморфная почва (*automorphic soil*) – термин введен С. С. Неуструевым, употребляется для почв, формирующихся в условиях «автономного» (отсутствие привноса со стороны) баланса веществ и влаги (только атмосферное увлажнение).

Субаэральная почва (*subaerial soil*) (от лат. *sub* – под, *aer* – воздух) – термин для почв, формирующихся под влиянием растительного покрова в условиях атмосферного увлажнения. Син.: сухопутная почва, растительноназемная почва.

Растительноназемная почва (*terrastrial soil*) – термин В. В. Докучаева для почв, формирующихся под влиянием растительного покрова в условиях атмосферного увлажнения. Син.: наземная почва, сухопутная почва, субаэральная почва.

Сухопутная почва (*terrastrial soil*) – термин для почв, формирующихся под растительным покровом в условиях атмосферного увлажнения без затопления. Син.: растительноназемная почва, субаэральная почва.

Автономная почва (*autonomic soil*) – термин применяется к почвам «автономного» баланса веществ и влаги.

Элювиальная почва (*eluvial soil*) – термин для почв, формирующихся в условиях нисходящего промывного водного режима, при котором имеет место вынос в нижнюю часть профиля или за его пределы продуктов выветривания и почвообразования при одновременно идущей биологической аккумуляции веществ.

Плакорная почва (*plane soil*) (греч. *plax* – плоскость) – термин Г. Н. Высоцкого для почв водораздельных слабо наклонных поверхностей,

характеризующихся глубоким залеганием грунтовых вод, отсутствием существенного смыва и намыва материала; согласно классическим представлениям докучаевской школы почвы и растительность плакорных условий имеют наиболее типичные зональные черты.

Аэробная почва (*aerobic soil*) (от греч. *aer* – воздух, *bios* – жизнь) – почва, формирующаяся в условиях, когда биологические, биохимические и химические процессы протекают при достаточной обеспеченности кислородом воздуха.

Основная часть Иркутской области покрыта лесами. Поэтому лесные почвы имеют в регионе чрезвычайно широкое распространение. Значительная расчлененность рельефа и разнообразие природно-климатических обстановок определяют сложность и пестроту почвенного покрова. Вместе с тем, почвы рассматриваемого региона характеризуются существенным своеобразием, что не позволяло подыскать им аналоги в ранее принятых классификациях, в частности в «Классификации и диагностике почв СССР» (1977). Поэтому в почвенной литературе и классификациях регионального ранга постоянно присутствовали названия типов, которые не были представлены в государственных классификациях почв. Новая «Классификация и диагностика почв России» (2004) несколько корректирует, но полностью не исправляет сложившуюся ситуацию.

В почвенно-картографическом отношении наиболее изучена южная (освоенная) часть Иркутской области. Сведения о почвах более холодной северной части области и горного обрамления Байкала немногочисленны (Мартынов, 1965; Кузьмин, 1973; Волковинцер, Евстигнеев, 1978; Копосов, 1983). Вместе с тем, в регионе широко представлены почвы, формирующиеся в холодных климатических условиях, часто на многолетней мерзлоте.

6.1. Холодные таежные почвы

В эту группу мы включили почвы с многолетней и длительно-сезонной мерзлотой в профиле, общей особенностью которых являются отрицательные температуры в профиле почв на протяжении большей части года, и очень низкие положительные температуры летом. Такие особенности температурного режима способствуют формированию определенных типов лесных почв, отсутствующих в более теплообеспеченных районах.

К холодным таежным районам относится вся северная часть Иркутской области и горные территории – Восточный Саян (на юге и юго-западе области) и Байкальский хребет (на западе). Однако почвы этих территорий изучены очень слабо, а классификация подобных почв длительное время даже не разрабатывалась. Так, ни в более ранних классификациях, ни в общесоюзной классификации 1977 г. «холодные» почвы не имели самостоятельных классификационных выделов.

Отсутствие подобных почв в общесоюзных классификациях приводило к тому, что при почвенном картографировании таежных территорий многим «холодным» почвам давались или региональные наименования, или наименования, принятые для почв, развивающихся в более теплых климатических условиях, под воздействием иных процессов и имеющих иные свойства, слабо соответствующие свойствам таежных почв региона.

Обновленные классификационные построения были предложены В. О. Таргульяном (1971), И. А. Соколовым и В. О. Таргульяном (1976). Однако модернизация классификаций на уровне научных исследований (появление в ней подбуров, группы типов мерзлотно-таежных почв и других) почти не нашла своего отражения в практике картографирования. В проектах к новой классификации номенклатура почв холодных областей испытывала существенные изменения, что свидетельствует о недостаточной изученности почв и незавершенности их классифицирования. В связи с этим мы посчитали целесообразным не приводить здесь начальные варианты классификации таежных почв холодных областей, а показать новый вариант их классификации (Классификация..., 2004; Полевой определитель..., 2008).

6.1.1. Термины

Таежная почва (*taiga soil*) (от тюрк.) – устаревший термин, не имевший строгого определения для группы почв таежных областей Сибири и Сев. Америки, отличающихся отсутствием или слабой выраженностью оподзоленности. Характерные верхние горизонты O и Ad. При распашке горизонты O и Ad исчезают и их место в профиле занимает горизонт Apax.

Альфегумусовая почва (*alfehumic soil* – от лат. *aluminium* – алюминий, *ferrum* – железо, *humus* – перегной) – термин М. А. Глазовской для семейства почв, входящих в генерацию кислых гумусовых почв и характеризующихся профилем с гумусо-иллювиальным железисто-алюминиевым срединным горизонтом, верхним органогенным или гумусово-аккумулятивным горизонтом с ульматно-фульватным типом гумуса и бескарбонатной сиаллитной материнской породой.

Боровая почва (*pine forest soil*) – термин, иногда употребляемый почвоведными, но не имеющий точного значения; обычно применяется к почвам боровых террас, низких надпойменных песчаных террас, поросших сосновым лесом (бором), преимущественно на Русской равнине; в этом смысле это обычно слабоподзолистые или скрытоподзолистые песчаные почвы.

Скрытоподзолистая почва (*concealed podzol soil, cryptopodzolic soil*) – термин Д. Драницына, первоначально использованный автором для наименования почв лесотундры, не имеющих подзолистого горизонта, но (согласно общей существовавшей в то время зональной концепции) предшествующих появлению южнее слабоподзолистых и затем подзолистых почв. Позднее термин был широко использован разными авторами для наименования почв, не имеющих морфологических признаков оподзоленности в горизонтах A и B, но по аналитическим данным характеризующихся перемещением

аморфных веществ и ила из верхнего горизонта в среднюю часть профиля. Син.: криптоподзолистая почва, криптоподзол.

Криогенная почва (*cryogenic soil, cryosol*) – термин для сборной группы почв, в генезисе которых существенную роль играют криотурбационные процессы, связанные с присутствием на некоторой глубине многолетней мерзлоты. Син.: криоморфная почва.

Криогенные процессы – совокупность физических и физико-химических процессов, возникающих в почвах в результате охлаждения их до отрицательных температур, замерзания и оттаивания. К криогенным процессам относятся растрескивание почв; миграция в почвах влаги и перемещение почвенных масс при промерзании; выталкивание щебня или галечника из почвенной массы на поверхность почвы и перераспределение их по поверхности, сопровождаемое формированием структурно-полигональных образований – каменных многоугольников, котлов, сеток и др.; морозно-мерзлотное пучение и др.

Криометаморфические почвы (от *cryos* – холод, мороз, лед и *metamorphoosmai* – подвергаюсь превращению) – почвы, испытывающие изменения структуры и состава под влиянием низких температур и возникающих давлений при фазовых переходах вода-лед.

Криоморфная почва (*cryomorphic soil*) – термин для сборной группы почв, связанных в своем генезисе и морфологических особенностях строения с наличием на некоторой глубине слоя вечной мерзлоты. Син.: криогенная почва.

Криотурбации – (от греч. *cryos* – холод, и лат. *turbe* – поворачивать, нарушать) – перемешивание под действием конвекции (переноса теплоты, массы и зарядов) разжиженной верхней части почвы, оттаивающей в летние месяцы.

Криотурбационная почва (*cryoturbation soil*) (от греч. *cryos* – холод и лат. *turbe* – поворачивать) – термин для почв, связанных в своем происхождении с криотурбационными явлениями, которые могут быть и не видны в настоящее время в почвенном профиле, но определили ряд почвенных свойств, как например, в щельных почвах Восточной Сибири.

Криотурбированная почва (*cryoturbated soil*) – термин для почв, в профиле которых видны следы криотурбационных явлений.

Мерзлотная почва (*pergelisoil, pergelisol, permafrost soil, ever frozen soil*) – общеупотребительный термин для почв, имеющих на некоторой глубине в профиле слой многолетней («вечной») мерзлоты. Промерзание и оттаивание почв сопровождается рядом специфических явлений (см. криогенные процессы). Термин классификационного значения не имеет.

Мерзлотная лугово-лесная почва (*permafrost meadow-forest soil, meadow-forest pergelisol*) – термин русской школы (1967) для типа почв с профилем O–A–B–C, формирующихся в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты (2–4 м) на породах тяжелого механического состава под березовыми лесами с пышным травостоем, характеризующихся черно-серым глубоко языковатым (до 100–120 см) гумусовым горизонтом.

Мерзотно-таежная почва (*cryomorphic taiga soil*) – термин для почв (Сибири), характеризующихся наличием многолетней мерзлоты в нижней

части профиля (обычно в пределах 1 м) и отсутствием или слабо выраженной оподзоленностью, кислой реакцией и высокой подвижностью гумуса (потечность гумуса), следами криотурбаций; формируются на породах преимущественно суглинистого состава, растительность – лиственничная тайга и заросли кедрового стланника, в напочвенном покрове доминируют мхи и лишайники, характерна оторфованность органогенного горизонта.

В научной литературе мерзлотно-таежные почвы рассматривались как группа типов, однако их разделение на типы, подтипы было затруднено в связи со слабой изученностью. Один из наиболее простых вариантов разделения группы мерзлотно-таежных почв на типы приведен в учебнике (Почвоведение, 1988): мерзлотно-таежные глеевые, мерзлотно-таежные неоглеевые, мерзлотно-таежные палевые. Мерзлотно-таежные почвы разными исследователями назывались: мерзлотоземами, криоземами, глееземами, таежными мерзлотными и др.

В новой классификации почв России 2004 г. почвы на многолетней («вечной») мерзлоте, ранее выделявшиеся как мерзлотно-таежные, формируют отдел криотурбационные почвы с тремя типами криоземов: криоземы, криоземы темногумусовые, торфяно-криоземы.

Подбур (*podbur*) (от рус. частицы – «под», означающей близость, и бурый – соответственно окраске) – термин В. О. Таргульяна для кислых ожелезненных неоподзоленных иллювиально-гумусовых грубообломочных почв, развивающихся в условиях холодного гумидного климата под тундровой или северо-таежной растительностью. В «Классификации и диагностике почв СССР» (1977) не предусмотрены. В литературе рассматривались как таежные литогенные, кислые неоподзоленные, мерзлотно-таежные поверхностно-ожелезненные (Средняя Сибирь), крипто-(скрыто-)подзолистые (таежная зона европейской территории России) и пр. Профиль: O–Vf(Bhf)–C. В новой Классификации-2004 подбуры рассматриваются в отделе альфегумусовых почв на правах нескольких типов.

Тиксотропность (от греч. *thixis* – делать чувствительным, *tropien* – возвращать) – свойство очень влажных грунтов, почв, материалов превращаться в жидкость при нарушении покоя и вновь возвращаться к первоначальному вязкому состоянию при наступлении покоя. Например, если пройти или проехать по такой почве она под ногами и колесами становится жидкой и приобретает способность течь, а затем вновь затвердевает.

6.1.2. Особенности строения и свойств холодных почв

Строение и свойства холодных таежных почв разнообразны и определяются особенностями их гранулометрического состава, характером сезонной и многолетней («вечной») мерзлоты и глубиной расположения последней. Характер мерзлоты предопределяет развитие тех или иных криогенных процессов в почвах.

По степени льдистости различают мерзлоту «сухую» и льдистую. «Сухая» мерзлота почти не содержит льда, она характерна для щебнистых грунтов

и скелетных почв, т. е. почв, где содержание скелетных частиц (размер > 1 мм) очень высоко, а содержание мелкозема (частиц < 1 мм) – низко. В таких почвах вода свободно фильтруется, задерживаясь в основном на контактах между минеральными зернами. После ее замерзания остается значительная часть порового пространства, занятого воздухом. Поэтому почвы, имеющие такую мерзлоту, хорошо аэрируются и в них не развиваются процессы оглеения и криотурбации.

Льдистая мерзлота характерна для почв и грунтов суглинистого и глинистого состава, способных впитывать и удерживать значительные количества влаги. При ее замерзании все или почти все поры оказываются занятыми льдом. В результате почвы и грунты становятся влаго- и воздухопроницаемыми.

При одинаковых климатических условиях почвы с льдистой мерзлотой оттаивают намного медленнее, являются более холодными и более влажными по сравнению с почвами, где развита «сухая» мерзлота. Медленно оттаивающая сезонная мерзлота долгое время играет роль водоупора, а в переувлажненной талой части почвы могут развиваться процессы оглеения. Однако низкие температуры оттаявших грунтов и почв и кратковременность их нахождения в талом состоянии ограничивают активность восстановительных процессов. Поэтому почвы наиболее холодных областей не оглеены или имеют слабое оглеение.

В целом, «сухая» мерзлота более характерна для отдела альфегумусовых почв, льдистая сезонная – для отдела криометаморфических и некоторых глеевых почв, а льдистая многолетняя («вечная») – для отдела криогенных (криотурбированных) почв.

6.1.3. Отдел криометаморфические почвы

Почвы криометаморфического отдела имеют преимущественно легко и среднесуглинистый состав. Такой состав благоприятен для образования малольдистой мерзлоты. Для почв характерен низкий окислительно-восстановительный потенциал, связанный с сезонным застаиванием талой влаги и слабой биологической активностью в условиях низких температур. Вследствие этого почвы не имеют выраженного горизонта оглеения, но все же и срединный горизонт, и почвообразующая порода обладают тусклой сероватой и грязно-бурой окраской, как бы переходной от окислительной среды (охристо-бурая окраска) к восстановительной (сизая окраска, характерная для оглеенных горизонтов). Структура срединного криометаморфического горизонта CRM криогенная, обусловленная сезонной сегрегацией льда в виде шлиров, располагающихся параллельно поверхности или образующих сетку. Такая сетка способствует образованию рассыпчатой угловато-крупитчатой и линзовидной структуры с острыми ребрами, формирующейся под воздействием давления замерзающей влаги. При повышенной влажности структура горизонта CRM становится творожистой, горизонтально расслоенной, при переувлажнении структура размокает, а горизонт приобретает тиксотропность.

Среди типов почв отдела криометаморфических отмечаются почвы без подзолистого горизонта и с подзолистым горизонтом, но при этом все почвы относятся к неоглееным.

Типы криометаморфических почв:

Криометаморфические	O-CRM-C
Перегноино-криометаморфические	H-CRM-C
Грубогумусные криометаморфические	AO-CRM-C
Дерново-криометаморфические	AY-CRM-C
Светлоземы	O-E-CRM-C
Светлоземы иллювиально-железистые	O-E-BF-CRM-C
Светлоземы текстурно-дифференцированные	O-E-CRM-BT-C

Типодиагностическим для отдела является криометаморфический горизонт CRM. Однако этот же горизонт отмечается и в одном типе отдела глеевых почв – глееземов криометаморфических. Особенностью указанного типа является то, что глеевый горизонт, залегающий непосредственно под органомным, сменяется вниз по профилю неоглееным криометаморфическим горизонтом, а затем неоглеенной или слабо оглеенной породой: O-G-CRM-C(g). Таким образом, глееземы криометаморфические являются промежуточным звеном между отделами криометаморфических и глеевых почв.

6.1.4. Отдел криогенные почвы

Ранее эти почвы именовались мерзлотно-таежными, затем были объединены в отдел криотурбированные почвы (Классификация-2004) (отдел криоземы в проекте Классификации-1997). В «Полевом определителе...» (2008) название отдела – криогенные почвы (криоземы).

Почвы имеют суглинистый состав и развиваются на многолетней («вечной») мерзлоте, расположенной на глубине менее 1 м от дневной поверхности. Мерзлота выполняет роль водоупора, поэтому в талом состоянии почвы всегда насыщены влагой. Несмотря на это, оглеение отсутствует, что обусловлено заторможенностью восстановительных процессов при низких температурах и проникновением в почвы воздуха при криотурбационных процессах. Характерная особенность профиля – вихревой рисунок, часто с фрагментами органомного горизонта и растительных остатков, затянутых в минеральный криотурбированный горизонт CR.

Горизонт CR является типодиагностическим и характеризуется грязно-бурой или серовато-бурой неглеевой окраской, отсутствием или слабым проявлением почвенной структуры, тиксотропностью в талом состоянии и очень длительным пребыванием в мерзлом состоянии. Горизонт CR подстилается многолетнемерзлой материнской породой.

Почвы отдела представлены тремя типами, различающимися по характеру органомного горизонта:

Криоземы	O-CR-C
Криоземы грубогумусные	AO-CR-C
Торфяно-криоземы	T-CR-C

6.1.5. Отдел альфегумусовые почвы

Альфегумусовые почвы формируются на щебнистых породах и рыхлых отложениях легкого гранулометрического состава (рис. 28, Б). Они имеют более благоприятный температурный режим, чем криометаморфические и криотурбированные (криогенные) почвы. Многолетняя мерзлота располагается за пределами почвенного профиля или вообще отсутствует. Среди альфегумусовых есть почвы с подзолистым горизонтом (подзолы) и без подзолистого горизонта (подбуры). Отдел представлен шестью типами неоглеенных и шестью типами оглеенных почв (табл. 11). Наибольшее распространение имеют неоглеенные почвы. Аккумуляция влаги над мерзлотой или литологическим водупором может привести к оглеению почвообразующей породы, которое не затрагивает срединных горизонтов почвенного профиля. Вследствие такого ограниченного оглеения срединные горизонты почв имеют ту же гамму окраски коричневых или охристо-бурых тонов, что и неоглеенные почвы.

Таблица 11

Типы почв отдела альфегумусовые

Типы неоглеенных почв	Типы оглеенных почв
Подбуры О–ВНФ–С	Подбуры глеевые О–ВНФ–Г–СГ
Сухоторфяно-подбуры ТJ–ВНФ–С	Торфяно-подбуры глеевые Т–ВНФ–Г–СГ
Дерново-подбуры АУ–ВНФ–С	Дерново-подбуры глеевые АУ–ВНФ–Г–СГ
Подзолы О–Е–ВНФ–С	Подзолы глеевые О–Е–ВНФ–Г–СГ
Сухоторфяно-подзолы ТJ–Е–ВНФ–С	Торфяно-подзолы глеевые Т–Е–ВНФ–Г–СГ
Дерново-подзолы АУ–Е–ВНФ–С	Дерново-подзолы глеевые АУ–Е–ВНФ–Г–СГ

6.1.6. Почвы северной части Иркутской области и их корреляция с Классификацией-2004

Подзолистые. Исследование почв в северной части Иркутской области выявило широкое распространение песчано-супесчаных почв с дифференцированным профилем. Почвы, описанные авторами (Кузьмин, 1976, Копосов, 1983) как подзолистые, имеют следующие аналитические свойства: рН от сильно кислой до кислой; тип гумуса гуматно-фульватный и фульватный, почвы не имеют структуры и не имеют текстурной дифференциации, что не позволяет считать их подзолистыми. Кофейно-охристый, бурый до вишнево-бурого цвет срединного горизонта обусловлен пленками глинисто-железисто-гумусового вещества, покрывающими зерна первичных минералов. Визуально выраженное накопление гидроксидов железа в средней части профиля дало основание для отнесения почв к роду иллювиально-железис-

тых. Согласно Классификации-2004 срединный горизонт почв должен быть обозначен как горизонт ВНФ, а почвы отнесены к подзолам.

Вероятно, в северной части Иркутской области присутствуют и действительные подзолистые почвы с горизонтом ВТ, однако в рассматриваемых работах (Кузьмин, 1976, Копосов, 1983) все аналитические характеристики соответствуют профильно-дифференцированным почвам с горизонтом ВНФ, т. е. подзолам. В дальнейшем В. А. Кузьмин сам пересматривает классификационную принадлежность подобных почв, и на составленной им почвенной карте к новому Атласу Иркутской области (В. А. Кузьмин, 2004) показывает для таежного пояса Байкало-Патомского нагорья и Восточного Саяна два основных типа почв: подзолы и подбуры.

Подбуры. Термин подбуры, предложенный В. О. Таргульяном в 1967 г. для таежных почв с невыраженным гумусовым горизонтом и не имеющим подзолистого и глеевого горизонта, был задействован В. А. Кузьминым (1976) для почв, ранее выделявшихся под названием лесные мерзлотные поверхностно-ожелезненные, кислые таежные неоподзоленные, скрытоподзолистые, мерзлотно-таежные.

Выделенные В. А. Кузьминым (1976) подбуры в северных котловинах байкальского типа имеют следующее строение: под маломощной подстилкой (1–3 см) залегает супесчано-легкосуглинистый горизонт бурого или коричнево-бурого цвета, постепенно бледнеющий с глубиной и на глубине 50–70 см переходящий в толщу песка. рН почв от кислой до слабо кислой, иногда близкой к нейтральной. Железо, освобождающееся при выветривании малоустойчивых минералов и разложении подстилки, осаждается в горизонте В в виде органо-минеральных соединений или гидратов. Зимой при сильном охлаждении почв происходит обезвоживание и частичная кристаллизация образовавшихся соединений и перевод их в труднорастворимое состояние.

В новой классификации эти почвы имеют то же наименование – подбуры. Они относятся к отделу альфегумусовых и представлены несколькими типами и подтипами (см. табл. 11, 12).

Бурые таежные. Почвы с недифференцированным профилем и хорошим внутренним дренажем объединены Г. Ф. Копосовым (1983) под названием бурые таежные. В этот тип почв, по мнению Г. Ф. Копосова, должна войти часть дерново-таежных почв (Макеев, 1959), дерновых лесных бурых почв (Надеждин, 1961), таежно-мерзлотные ожелезненные и часть таежно-мерзлотных почв (Ногина, 1964), дерновые лесные почвы (Мартынов, 1965), подбуры, дерновые лесные и бурые лесные грубогумусные почвы (Кузьмин, 1976).

Бурые таежные почвы имеют профиль: АО–А1–(АВ)–В(Fe,m)–(BC)–C, формируются, в сравнении с подзолистыми почвами, на породах более богатых полуторными оксидами и щелочноземельными элементами (рис. 29, А). Свойства почв весьма разнообразны. Состав почв от песчано-супесчаного (доминирует) до суглинисто-легкоглинистого, рН в гумусовом горизонте от сильно кислой до близкой к нейтральной, по насыщенности основаниями выделяются две группы: насыщенные и ненасыщенные почвы.

**Корреляция номенклатуры и таксономии таежных почв
северной части Иркутской области**

Систематика почв (Кузьмин, 1976, Копосов, 1983)	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: подзолистые Подтип: подзолистые Род: иллювиально-железистые Разновидность: песчано-супесчаные и гравийно-песчаные	Отдел: альфегумусовые Тип: подзолы Подтипы: грубогумусированные Oa ₀ -E-BHF-C; иллювиально-железистые O-E-BF-C; иногда иллювиально-гумусовые Oa ₀ -E-BH-(BF)-C; глееватые O-E-BHF-BHFg-Cg
Тип: подбуры Подтип: подбуры (поверхностно-железистые), горные подбуры (лесные неоподзоленные) Род: параподбуры Разновидность: малогумусные, песчаные, супесчаные и легкосуглинистые	Отдел: альфегумусовые Типы: подбуры O-BHF-C, сухоторфяно-подбуры TJ-BHF-C; дерново-подбуры AY-BHF-C Подтипы: грубогумусированные Oa ₀ -BHF-C; перегнойные Oh-BHF-C; оподзоленные O-BHFе-BHF-C; TJ-BHFе-BHF-C; AYе-BF-C; иллювиально-железистые O-BF-C; TJ-BF-C; AY-BF-C; иллювиально-гумусовые O-BH-C; TJ-BH-(BF)-C; глееватые O-BHF-BFg-Cg; AY-BF- BFg-Cg; псевдофибровые AY-BFff-C
Тип: бурые таежные На щебнистом элювии средних и основных магматических пород и полимиктовых песках	Отдел: железисто-метаморфические почвы Типы: ржавоземы AY-BFM-C; ржавоземы грубогумусные AO-BFM-C; органо-ржавоземы O-BFM-C Подтипы: типичные, оподзоленные AYе-BFM-C; AO-BFMе-BFM-C; O-BFMе-BFM-C; грубогумусированные AYa ₀ -BFM-C, иллювиально-гумусированные AO-BFMhi-C; O-BFMhi-C
Тип: бурые таежные На суглинистых отложениях, иногда карбонатных	Отдел: структурно-метаморфические почвы Тип: буроземы AY-BM-C Подтипы: типичные, оподзоленные AYе-BM-C, грубогумусированные AYa ₀ -BM-C, глееватые AY-BMg-Cg На отложениях, содержащих карбонаты, вид глубокой и среднекарбонатные, глубина вскипания от HCL 80-120 см и 50-80 см (соответственно)

Гумусовый горизонт имеет мощность от 2–3 до 25 см, его окраска буровато-серая. По содержанию гумуса различаются четыре группы почв: 1) низкогумусные < 3 %; 2) среднегумусные 3–8 %; 3) высокогумусные 8–14 %; 4) очень высокогумусные > 14 %. Вниз по профилю содержание гумуса резко падает. $C_{гк} : C_{фк} < 1$, в составе гуминовых кислот доминирует 1-я фракция бурых ГК, 2-я фракция ГК часто отсутствует. Максимум подвижного железа приурочен к гумусовому горизонту. Горизонт В обладает бурой или охристой окраской, нечеткой комковатой структурой в почвах суглинистого состава. В 15 % выборки в горизонте В обнаруживается повышенное содержание подвижного железа (Копосов, 1983).

Судя по разнообразию состава и свойств, в тип бурых таежных почв вошли не только разные типы, но и разные отделы почв Классификации-2004. Вероятно, почвы песчаного и супесчаного состава, развитые на щебнистых и песчаных отложениях богатого минералогического состава (продуктах выветривания магматических пород среднего и основного состава), должны быть отнесены к самостоятельному типу. Они имеют в профиле горизонта ВFM – бурого, ржаво-бурого и коричнево-бурого цвета, обогащенный оксидами и гидроксидами железа, которые пропитывают мелкоземистую массу и образуют автохтонные пленки на зернах первичных минералов. Такие почвы должны быть отнесены к типам ржавоземов отдела железисто-метаморфических.

Почвы суглинисто-глинистого состава, с заметной оструктуренностью срединного горизонта ВМ, могут быть отнесены к отделу структурно-метаморфических почв.

Типовые и подтиповые различия почв этих отделов будут обусловлены характером верхнего горизонта.

6.2. Лесные почвы (южная тайга, лесостепь)

В данном разделе рассматриваются почвы лесов южной освоенной части Иркутской области. Сюда отнесены почвы, указанные в систематическом списке как подзолы, подзолистые, серые лесные, дерновые лесные и дерново-карбонатные. Из этого перечня типов в Классификации-2004 не предусмотрены дерновые лесные и дерново-карбонатные почвы (они разнесены по разным типам). Существенно изменились требования и к выделению остальных типов почв. В результате корреляция всех перечисленных типов с Классификацией-2004 сильно осложнена.

6.2.1. Подзолы (По)

Подзол (*podzol*) (от рус. подзол – производное от цвета древесной золы) – русский народный термин, введенный в научный обиход В. В. Докучаевым и получивший в почвенной литературе ряд различных толкований: 1) наиболее широкое понимание термина в работах В. В. Докучаева и его коллег и учеников, когда под ним понимаются все почвы северных лесных районов, имеющие подзолистый горизонт Е (то же – горизонт A_2 в старом написании) той или иной мощности с поверхности или под гумусовым горизонтом; в этом смысле термин широко используется в народе в качестве синонима термина «подзолистая почва»; 2) термин русской школы для вида собственно подзолистых почв с профилем О–Е–В–С (в старом написании A_0 – A_2 –В–С), которые имеют в профиле сплошной мучнистый белесый подзолистый горизонт Е (A_2); 3) термин В. Р. Вильямса для собственно подзолистых почв с профилем О–Е–В–С, не зависимо от мощности и степени выраженности подзолистого горизонта; при этом различаются маломощные, среднемощные и мощные подзолы; 4) термин для почв с профилем О–Е–В–С, у которых мощность подзолистого горизонта Е превышает 40 см (при меньшей мощности

горизонта E почва называется подзолистой, а не подзолом) (Д. Г. Виленский, Н. П. Ремезов); 5) термин западно-европейской школы для почв, обычно песчаных, характеризующихся аккумуляцией аморфных органических веществ вместе с R_2O_3 или по отдельности в иллювиальном горизонте B; 6) термин французской школы (1967) для группы оподзоленных почв умеренного климата, имеющих профиль O-(A)-E-B-C(A₀-(A₁)-A₂-B-C), в котором подзолистый горизонт E (A₂) полностью обесцвечен и пепельного оттенка, а горизонт B может отсутствовать (в случае интенсивного бокового выноса); 7) термин ФАО/ЮНЕСКО (1968) для почв, имеющих в профиле сподовый горизонт, т. е. горизонт иллювиальной аккумуляции аморфных соединений железа, алюминия и гумуса при отсутствии перемещения по профилю не разрушенной глины; 8) в учебнике «Почвоведение» (1988) термином «подзол» обозначается кислая сиааллитная почва с горизонтами O-E-Bh,f,al, формирующаяся в условиях резко выраженного промывного режима и дефицита оснований на песках либо щебнистых хорошо дренированных породах.

В классификации 1977 г. подзол как тип не выделяется, а термин «подзол» используется для обозначения группы родов подзолистых почв с горизонтами Bh, f, al, развитых на песчано-супесчаных и щебнистых кислых породах.

В классификации 2004 г. выделено несколько типов подзолов: подзолы O-E-BHF-C, подзолы глеевые O-Eg-BHFg-G-CG; сухоторфяно-подзолы TJ-E-BHF-C, торфяно-подзолы T-Eg-BHFg-G-CG; дерново-подзолы AY-E-BHF-C. Все указанные типы подзолов характеризуются наличием двух сопряженных горизонтов: подзолистого – горизонт E и альфегумусового (иллювиально-гумусово-железистого) – горизонт BHF (Bhf – в старом написании), что соответствует принятому в данном списке представлению о подзолах (табл. 13; рис. 28, Б).

Вышеперечисленные типы новой классификации довольно легко сопоставляются с приведенными наименованиями родов подзолов в систематическом списке почв региона, так как в нем термин «**подзол**» используется для обозначения профилно-дифференцированных почв, развитых на легких и щебнистых породах. Однако остаются сложности корреляции почв при работе с публикациями и почвенными картами 30–40-летней и большей давности, поскольку нередко под подзолами понимались почвы любого грансостава с различным горизонтом B, но удовлетворяющие двум условиям: 1) крайне резко выраженной дифференциацией профиля по морфологии, составу и свойствам; 2) в почвах должен был отсутствовать горизонт A, в том числе дерновый.

Почвы суглинистого состава с очень резко выраженным элювиальным горизонтом и с хорошо оструктуренным срединным горизонтом, ранее рассматривавшиеся как подзолы, по правилам новой классификации должны относиться к типам подзолистых почв отдела текстурно-дифференцированных. Напротив, истинные подзолы в рассматриваемом регионе ранее назывались подзолистыми почвами (Кузьмин, 1976, Копосов, 1983). Обширные их площади отмечены на севере области.

Корреляция номенклатуры и таксономии подзолов

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: подзол О–(ОА)–Е–Вh,f,al–С Подтипы не выделяются	Группа типов отдела альфегумусовых почв Подтипы выделяются
Роды:	Роды не выделяются
По ^{ст} – сухоторфянистые (имеют торфянистый горизонт мощностью 10 см и больше, распространены главным образом в зоне горных стланников)	Тип: сухоторфяно-подзолы ТJ–Е–ВНF–С
По ^{гж} – иллювиально-гумусово-железистый (в горизонте В выражена аккумуляция гумуса и несиликатного железа)	Тип: подзолы О–Е–ВНF–С
По ^{иг} – иллювиально-гумусовые (темные, в горизонте В выражены признаки иллювиальной аккумуляции гумуса)	Тип: подзолы Подтип: иллювиально-гумусовые О–Е–ВН–(ВF)–С
По ^{иж} – иллювиально-железистые (светлые, в горизонте В выражена иллювиальная аккумуляция несиликатных форм полоторных окислов)	Тип: подзолы Подтип: иллювиально-железистые О–Е–ВF–С
По ^{fi} – ортзандовый (псевдофибровый) (имеет пестрый горизонт В в виде серии тонких 1–2 см извилистых субгоризонтальных прослоек и линз коричнево-ржавого или ярко-ржавого уплотненного песка или супеси)	Тип: подзолы Подтип: псевдофибровые О–Е–ВНFff–С
По ^g – глеевые (почвообразующая порода переувлажнена и оглеена)	Тип: подзолы глеевые О–Еg–ВНFg–G–CG
Виды:	Виды:
по мощности горизонта Е: По' – маломощный (горизонт Е менее 20 см) По'' – среднемощный (горизонт Е 20–30 см) По''' – мощный (горизонт Е 30–50 см) По'''' – сверхмощный (горизонт Е более 50 см)	1) по нижней границе горизонт Е: - поверхностно осветленные <10 см - мелкоосветленные 10–20 см - неглубокоосветленные 20–30 см - глубокоосветленные 30–45 см - сверхглубокоосветленные >45 см 2) по содержанию гумуса в горизонте ВНF (ВН): - иллювиально-малогумусовые <1 % - иллювиально-среднегумусовые 1–3 % - иллювиально-многогумусовые >3 %

По Классификации-2004 подзолы входят в отдел альфегумусовых почв, т. е. почв с морфологически и аналитически выраженной иллювиальной аккумуляцией алюмо-железо-гумусовых комплексных соединений, формирующих специфический хемогенный AL-Fe-гумусовый (альфегумусовый) горизонт ВНФ коричневых или охристо-бурых тонов в зависимости от соотношения в нем органического вещества и оксидов Fe. Характерны кислая реакция всего профиля, ненасыщенность поглощающего комплекса основаниями, фульватный или гуматно-фульватный состав гумуса с преобладанием фульвокислот I и Ia фракции.

6.2.2. Подзолистые (П) и дерново-подзолистые (П^д) почвы

Подзолистая почва (*podzolic soil*) – русский народный термин, введенный в научный обиход В. В. Докучаевым и получивший в почвенной литературе ряд различных толкований.

В Классификации-1977 этот термин используется для типа почв таежно-лесной зоны бореального пояса, включающего подтипы: глееподзолистых, собственно подзолистых и дерново-подзолистых почв и характеризующихся дифференциацией профиля на элювиальную и иллювиальную части в результате процесса оподзоливания. Формула подтипа подзолистых почв: $A_0-A_0A_1-A_1A_2-A_2A_2B-B_1-B_2-BC-C$.

Дерново-подзолистая почва (*sod-podzolic soil*) – термин Н. М. Сибирцева для подзолистых почв, имеющих гумусовоаккумулятивный горизонт над подзолистым горизонтом. Формула подтипа дерново-подзолистых почв в Классификации-1977: $A_0-(A_0A_1)-A_1-(A_1A_2)-A_2-A_2B-B_1-B_2-BC-C$.

В Классификации-2004 подзолистые почвы входят в отдел текстурно-дифференцированных, где они представлены несколькими типами: подзолистые O-EL-BEL-BT-C; дерново-подзолистые AY-EL-BEL-BT-C; подзолисто-глеевые O-EL-BEL-BTg-G; торфяно-подзолисто-глеевые T-EL(g)-BELg-BTg-G; дерново-подзолисто-глеевые AY-EL(g)-BELg-BTg-G.

В отличие от альфегумусовых почв (в том числе подзолов) текстурно-дифференцированные почвы формируются преимущественно на породах суглинистого и глинистого гранулометрического состава (рис. 28, А, В).

Почвы характеризуются обязательным присутствием в профиле осветленного и облегченного по гранулометрическому составу элювиального горизонта (EL) и более тяжелого и плотного, бурых тонов текстурного горизонта (BT) с ореховато-призматической структурой и четкими признаками вымывания глинистого вещества в виде кутан и натеков. Коэффициент текстурной дифференциации профиля (КД) $>1,4$. (КД = а : в, где а – % ила в горизонте BT, в – % ила в горизонте EL).

Реакция профиля или верхней его части кислая, характерна высокая степень ненасыщенности поглощающего комплекса основаниями, особенно в элювиальной части профиля, состав гумуса фульватный.

В Иркутской области среди почв, внешне идентичных подзолистым, встречаются такие, свойства которых не соответствуют вышеприведенным. В первую очередь это касается слабокислой рН, довольно высокой степени на-

сыщенности основаниями и фульватно-гуматного состава гумуса ($C_{\text{гк}} : C_{\text{фк}} \geq 1$). Однако эти показатели существенно не отражаются на морфологии почв, вследствие чего подобные почвы могут иметь те же критерии в системе иерархии таксономических единиц, что и обычные подзолистые почвы. Изучение этих почв и возможностей введения их в классификацию на уровне отдела и типов – задача научных исследований. На данной стадии изученности почв региона их приходится классифицировать как обычные подзолистые почвы.

В качестве специфической особенности следует указать на широкое распространение в регионе почв с «теплыми» тонами окраски элювиального и субэлювиального горизонта. В Классификации-2004 такие почвы выделены на уровне подтипа палево-подзолистых в типах подзолистых и дерново-подзолистых почв. Они характеризуются палевой окраской элювиального горизонта или его верхней части за счет железистых пленок на поверхности минеральных зерен и агрегатов.

Представленная в систематическом списке классификация подзолистых почв региона в целом соответствует классификации 1977 г. и легко коррелируется с новой классификацией (табл. 14), несмотря на ряд изменений в таксономических уровнях. Формальные различия заключаются в индексах почвенных горизонтов. Произошли следующие замены: горизонт E (A_2) → EL, горизонт Bthfal → BT, горизонтов Ad (A_1) → AY.

П^G – глееподзолистые – термин русской школы для подтипа подзолистых почв северной тайги, в верхней части профиля которых формируется оглеенный горизонт за счет поверхностного атмосферного переувлажнения при больших осадках и малом испарении; в целинном состоянии профиль почвы имеет строение: O–EG–Bthfal–(BC)–C; нижняя часть профиля остается неоглеенной, но в некоторых случаях имеет место сочетание поверхностного атмосферного и грунтового оглеения. В южной сельскохозяйственно-освоенной части Иркутской области глееподзолистые почвы имеют незначительное распространение, встречаясь главным образом в Присаянье.

В Классификации-2004 глееподзолистые почвы не предусмотрены, но оглеенным вариантам почв уделено значительное внимание. Оглеенные почвы грунтового увлажнения, ранее выделявшиеся на уровне подтипов почв в типе болотно-подзолистых, в новой Классификации-2004 выделены как самостоятельные типы подзолисто-глеевых почв:

- подзолисто-глеевые O–EL–BELg–BTg–G–CG;
- торфяно-подзолисто-глеевые T–ELg–BELg–BTg–G–CG;
- дерново-подзолисто-глеевые AY–EL–BELg–BTg–G–CG;

В каждом типе выделены подтипы:

- типичные (O, T, AY)–EL–BELg–BTg–G–CG;
- перегнойные (дерново-перегнойные) (Oh, Th, AYh)–EL–BELg–BTg–G–CG;
- конкреционные (O, T, AY)–ELnn(g)–BELg–BTg–G–CG;
- языковатые (O, T, AY)–EL–BELg–BTy,g–BTg–G–CG.

В систематическом списке почв южной (освоенной) части Иркутской области подзолисто-глеевые почвы не приводятся.

Корреляция номенклатуры и таксономии подзолистых почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: подзолистые O–E–Bthfal–C Подтипы: подзолистые, дерново-подзолистые, глееподзолистые	Группа типов отдела текстурно-дифференцированных почв
Подтип: П – подзолистые (собственно) – не имеют в верхней части профиля минерального гумусоаккумулятивного горизонта А и характеризуются профилем O–E–Bthfal–(BC)–C, причем в отличие от подзолов подзолистые почвы имеют суглинистый и глинистый состав	Тип: подзолистые O–EL–BEL–BT–C
Роды:	Подтипы:
П – обычные (никакой знак не ставится)	типичные O–EL–BEL–BT–C
–	палево-подзолистые O–ELf–BEL–BT–C
П ^{ок} – остаточно-карбонатные	выделяются на уровне вида глубоко- или среднекарбонатных, глубина вскипания от HCL 80–120 см или 50–80 см, соответственно
П ^г – глееватые	глееватые O–EL–BEL(g)–BTg–Cg
П ^я – языковатые (горизонт E заходит языками на глубину более 15 см)	языковатые O–EL–BEL–BTy–BT–C
П ^п – псевдофибровые	
П ^[h] – с погребенным гумусовым горизонтом	не предусмотрен, но его введение не противоречит правилам
Подтип: П ^д – дерново-подзолистые (термин Н. М. Сибирцева для подзолистых почв, имеющих гумусоаккумулятивный горизонт А1 (Ad) над подзолистым горизонтом E). Профиль: O–Ad–E–(BE)–Bthfal–(BC)–C	Тип: дерново-подзолистые AY–EL–BEL–BT–C
Роды:	Подтипы:
П ^д – обычные (никакой знак не ставится)	типичные AY–EL–BEL–BT–C
–	дерново-палево-подзолистые AY–ELf–(EL)–BEL–BT–C
П ^{док} – остаточно-карбонатные	выделяются на уровне вида глубоко- или среднекарбонатных, глубина вскипания от HCL 80–120 см или 50–80 см, соответственно
П ^{дг} – глееватые	глееватые AY–EL–BEL(g)–BTg–Cg

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
П ^{дх} – языковатые (горизонт Е заходит языками на глубину более 15 см)	языковатые AY–EL–BEL–BTy–BT C
П ^{дб} – псевдофибровые	не предусмотрен, но его введение не противоречит правилам
П ^{д[hh]} – с погребенным гумусовым горизонтом	со вторым гумусовым горизонтом AY–EL–EL[hh]–(EL)–BEL–BT–C
Не предусмотрены	дерново-палево-подзолистые AY–ELf–(EL)–BEL–BT–C
Подтип: П ^G – глееподзолистые	не предусмотрены
Виды:	Виды:
1) по степени оподзоленности: П _I – слабоподзолистые (горизонт Е пятнами, комковатый, серый) П _{II} – среднеподзолистые (горизонт Е сплошной, плитчатый, белесо-серый) П _{III} – сильноподзолистые (горизонт Е сплошной, листоватый, мучнистый, белесый)	–
2) по глубине нижней границы горизонта Е: П ₁ – поверхностно-подзолистые < 10 см П ₂ – мелкоподзолистые 10–20 см П ₃ – неглубокоподзолистые 20–30 см; П ₄ – глубокоподзолистые >30 см	1) по нижней границе горизонта EL: - поверхностно осветленные <10 см - мелкоосветленные 10–20 см - неглубокоосветленные 20–30 см - глубокоосветленные 30–45 см - сверхглубокоосветленные >45 см При выделении вида не учитывается мощность горизонта O, а также глубина языков горизонта EL
3) по мощности дернового горизонта: П ^{д'} – слабодерновые – менее 10 см П ^{д''} – среднедерновые – 10–15 см П ^{д'''} – глубокодерновые – более 15 см <u>Пример записи индекса почвы:</u> П _{II-3} ^{д'}	2) по мощности горизонта AY: - крайне мелкие <10 см - мелкие 10–20 см - средне мелкие 20–30 см

6.2.3. Серые лесные почвы (Л)

Серая лесная почва (*gray forest soil*) – типовое название для почв, формирующихся в лесной зоне умеренно-континентального климата и в северной лесостепи; характеризуются наличием ореховатого оподзоленного горизонта A₂B (BE) или A₁A₂ (AE) под гумусово-аккумулятивным горизонтом, ниже которого идет четко выраженный ореховатый иллювиальный горизонт.

Формула типа серых лесных почв в Классификации-1977:
A₀–A₁–A₁A₂–BA₂–B(B₁B₂)–BC–C.

В региональном систематическом списке почв таксономические подразделения и критерии их выделения, приведенные для серых лесных почв, традиционны.

Профиль: O–A–AB–(AE)–Bt (B1–B2)–(BC)–C.

По содержанию гумуса серые лесные почвы делятся на подтипы:

L₁ – **Светло-серые** – менее 3 % гумуса в горизонте Апах, менее 5–7 % под лесом в горизонте А. Светло-серые почвы наиболее оподзоленные, переходные к дерново-подзолистым, от которых отличаются более мощным горизонтом А (более 10 см), прокрашенностью гумусом элювиального горизонта и меньшей элювиально-иллювиальной дифференциацией профиля.

L₂ – **Серые** – 3–5 % гумуса в горизонте Апах, 6–9 % гумуса в горизонте А под лесом; соответствуют центральному образу типа серых лесных почв.

L₃ – **Темно-серые** – более 5 % гумуса в горизонте Апах, 8–12 % гумуса в горизонте А под лесом; наиболее плодородные, переходные к черноземам, от которых отличаются меньшей гумусированностью и меньшей мощностью гумусового профиля, выраженностью горизонта В по буроватому цвету и оформленной ореховатой структуре.

Впервые серые лесные почвы в регионе были выделены Я. П. Прейном (1890) под названием «лесные суглинки», затем А. М. Панковым (1911) под названием «лесные суглинки, приближающиеся к деградированному чернозему». Серые лесные почвы приурочены в основном к южной освоенной и остепненной части Иркутской области, где они имеют очень широкое распространение (рис. 29, Б; 25, А; 8).

Наряду с этим серые лесные почвы встречаются на севере Иркутской области, где приурочены к лесостепным ландшафтам, имеющим фрагментарное распространение. Почвы развиваются под светлохвойно-лиственными (сосново-березовыми) и разреженными лиственными лесами с хорошим травянистым покровом. Как сами леса, так и почвы значительно отличаются от европейских. В регионе нет той лесостепи с разнообразием лиственных пород (в том числе широколиственных), какая характерна для европейской территории. Среди выделяемых серых лесных почв (Кузьмин, 1976, Копосов, 1983) нет естественных низкогумусовых почв (светло-серых), много почв неоподзоленных и без заметной текстурной дифференциации профиля. Такие же особенности характерны и для серых лесных почв южной части области.

В Классификации-2004 подходы к выделению почв этого типа существенно отличаются от Классификации-1977. Тип серых лесных почв переименован в тип серых почв и отнесен к отделу текстурно-дифференцированных. Как самостоятельный тип выделены темно-серые почвы. По-иному стала записываться формула почвенного профиля. По правилам Классификации-2004 подгоризонты с разной степенью выраженности свойств диагностического горизонта (например, BT₁, BT₂), а также переходные горизонты (например, AB, BC) не включаются в формулу. В то же время обязательно отображение таких переходных горизонтов как AEL и BEL как типодиагности-

ческих. Однако при описании конкретных разрезов исследователь должен обращать внимание и уметь индексировать различные переходные горизонты, особенно актуальна проблема выделения горизонта АВ. К сожалению, этой проблеме в классификации не уделяется должного внимания, а в «Полевом определителе...» (2008, с. 37) предлагается следующее правило: «В случае присутствия нескольких органических и гумусовых горизонтов диагностическое значение придается одному из них, имеющему наибольшую мощность; остальные горизонты рассматриваются как генетические признаки».

Согласно Классификации-2004 выделяются типы серых и темно-серых почв (см. табл. 15).

Тип серые почвы имеет формулу: AY–AEL–BEL–BT–C (ca), где AY – светлогумусовый горизонт, который в верхних 10 см может содержать до 4–6 % гумуса фульватного или гуматно-фульватного типа;

AEL – гумусово-элювиальный горизонт, серый или светло-серый, наиболее осветленный в почвенном профиле, содержащий 1–2 % гумуса фульватно-гуматного состава, $C_{гк} : C_{ф} \sim 1 > 1$; значки AEL[hh] указывают на возможность наличия второго гумусового горизонта;

BEL – субэлювиальный горизонт представлен чередованием светлых языков и бурых пятен. Светлые участки бесструктурные, бурые – сохраняют элементы ореховатой структуры;

BT – текстурный бурый горизонт с ореховато-призматической многопорядковой структурой и обильными разнообразными кутанами;

C(ca) – почвообразующая порода, которая глубже 1 м может содержать карбонаты в виде псевдомицелия и твердых конкреций.

Таблица 15

Корреляция номенклатуры и таксономии серых лесных почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: серые лесные O–A–AB–(AE)–Bt–C Подтипы: светло-серые, серые, темно-серые	Отдел текстурно-дифференцированных почв Типы: серые AY–AEL–BEL–BT–C и темно-серые AU–AUe–BEL–BT–C Отдел структурно-метаморфических почв Типы: серые метаморфические AY–AEL–BM–C, буроземы AY–BM–C и буроземы темные AU–BM–C
Подтип: L ₁ – светло-серые (менее 3 % гумуса в горизонте Апах, менее 5–7 % под лесом в горизонте А)	включены в тип дерново-подзолистых почв и агродерново-подзолистых
Подтип: L ₂ – серые (3–5 % гумуса в горизонте Апах, 6–9 % гумуса в горизонте А под лесом)	Типы: серые AY–AEL–BEL–BT–C; серые метаморфические AY–AEL–BM–C
Роды:	Подтипы:
L ₂ ^{оп} – оподзоленные (т. е. с горизон-	типичные AY–AEL–BEL–BT–C;

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
том АЕ или ВЕ в профиле)	AY-AEL-BM-C.
L ₂ ^[h] – с погребенным гумусовым горизонтом	со вторым гумусовым горизонтом AY-AEL([hh])-BEL([hh])-BT-C
L ₂ ^{кл} – контактно-луговые (формируются на двучленных или многочленных породах, имеют слабое оглеение на контакте пород)	глееватые AY-AEL-BEL(g)-BTg-Cg; AY-AEL-BMg-Cg
L ₂ ^{ок} – остаточно-карбонатные (карбонаты в небольшом количестве обнаруживаются в нижней части профиля – в горизонте С или ВС)	выделяются на уровне вида глубоко карбонатных, глубина вскипания от HCl – 80–120 см
–	языковатые AY-AEL-BMy -C
–	глинисто-иллювирированные AY-AEL-BMt-C
Виды по мощности горизонта А+АВ(АЕ): - маломощные < 20 см; - среднемощные 20–40 см; - мощные >40 см	Виды по мощности горизонта AY: - маломощные <10 см; - среднемощные 10–20 см; - мощные 20–30 см
Подтип: L ₃ – темно-серые – более 5 % гумуса в горизонте Апах, 8–12 % гумуса в горизонте А под лесом.	Тип: темно-серые AU-AUe-BEL-BT-C
Роды:	Подтипы:
L ₃ ^{оп} – оподзоленные (т. е. с горизонтом АЕ или ВЕ в профиле)	типичные AU-AUe-BEL-BT-C
L ₃ ^[h] – с погребенным гумусовым горизонтом	со вторым гумусовым горизонтом AU-AUe-BEL([hh])-BT-C
L ₃ ^{кл} – контактно-луговые (формируются на двучленных или многочленных породах, имеют слабое оглеение на контакте пород)	глееватые AU-AUe -BEL(g)-BTg-Cg
L ₃ ^{ок} – остаточно-карбонатные (карбонаты в небольшом количестве обнаруживаются в нижней части профиля – в горизонте С или ВС)	выделяются на уровне вида глубоко карбонатных, глубина вскипания от HCl – 80–120 см
Виды:	Виды:
по мощности горизонта А+АВ(АЕ): - маломощные < 20 см - среднемощные 20–40 см - мощные >40 см	по мощности горизонта AU: - мелкие <30 см - маломощные 30–50 см - среднемощные 50–80 см - мощные 80–120 см - сверхмощные >120 см

Тип темно-серых почв имеет формулу: AU–AUe–BEL–BT–C(ca), где AU – темногумусовый горизонт мощностью 25–50 см, содержит 5–8 % гумуса фульватно-гуматного типа;

AUe – нижняя осветленная часть горизонта AU за счет скелетан на поверхности педов;

BEL, BT, C(ca) – горизонты средней и нижней части профиля темно-серых почв практически не отличаются от тех же горизонтов серых почв.

Тип темно-серых почв в основном соответствует подтипу темно-серых лесных почв и, отчасти, подтипу оподзоленных черноземов Классификации-1977. В темно-серых почвах в отличие от серых отсутствует горизонт AEL. От черноземов темно-серые почвы отличаются наличием горизонта BEL.

Свойства серых почв. В новой классификации в тип серые объединены почвы, характеризующиеся наличием серогумусового аккумулятивного горизонта, количественные характеристики которого приближены, а по некоторым параметрам даже перекрывают нижние пределы показателей темногумусового горизонта. Тип серых почв фактически соответствует подтипу серых и, частично, темно-серых лесных почв Классификации-1977.

Гумусовый горизонт серых почв занимает как бы пограничное положение между серо- и темногумусовым горизонтами. Он имеет мощность 20–25 см (иногда до 40 см) и комковатую или комковато-пороховидную структуру.

В отличие от дерново-подзолистых почв, в серых почвах отсутствует обособленный элювиальный горизонт EL. Его место занимает особый гумусово-элювиальный горизонт AEL, имеющий комковатую, иногда плитчато-комковатую структуру и светло-серый до серого цвет. На границе элювиальной и текстурной толщ может наблюдаться реликтовый второй гумусовый горизонт, окрашенный в более темный, чем горизонт A, цвет, который имеет угловато-мелкоореховатую структуру и светлую скелетану на темной поверхности педов. Текстурный горизонт BT – буро-коричневый, плотный, с отчетливо выраженной многопорядковой призмовидно-ореховатой структурой. Поверхность педов покрыта глянцеватыми темно-серыми или темно-коричневыми кутанами, сформированными за счет иллювиирования органического вещества и глины, а также светлой скелетаной.

Реакция почв слабокислая, в нижней части может быть нейтральной, а при наличии карбонатов – слабощелочной. Содержание гумуса в горизонте A составляет обычно 2–8 %. Гумус фульватно-гуматный (отношение $C_{гк} : C_{фк}$ 1,0–1,5), иногда гуматно-фульватный (отношение $C_{гк} : C_{фк}$ 0,8–0,9). Среди гуминовых кислот значительную роль играет вторая фракция (гуматы кальция). В верхних горизонтах поглощающий комплекс насыщен, реже не насыщен основаниями, их сумма составляет 20–40 мг-экв с преобладанием обменного Ca. Коэффициент дифференциации по илу в почвах на однородных пылеватых породах колеблется около 1,5–2,2.

Серые почвы формируются под широколиственными лесами в европейской России и под хвойно-мелколиственными лесами – в азиатской.

Свойства темно-серых почв. Реакция среды слабокислая, в горизонтах, где присутствуют карбонаты – слабощелочная. Поглощающий комплекс на-

сыщен основаниями. Дифференциация по илу выражена слабее, чем в серых почвах, КД обычно меньше 2.

Темно-серые почвы имеют тот же ареал, что и серые, но занимают пониженные участки рельефа, лучше обеспеченные влагой за счет поверхностного и внутриводного стока.

В региональном систематическом списке серым лесным почвам были в основном приданы те же характеристики, что и в Классификации-1977 (за исключением неоподзоленных), что облегчило корреляцию номенклатуры и таксономии рассматриваемых почв (см. табл. 15). Изменения коснулись отнесения части серых лесных почв к отделу структурно-метаморфических. Основанием для этого явился срединный горизонт – ВМ. Отличия горизонта ВТ от ВМ заключаются в следующем:

- горизонт ВТ характеризуется отчетливо выраженной многопорядковой призмовидно-ореховатой структурой; поверхность педов покрыта глинистыми и гумусово-глинистыми кутанами.

- горизонт ВМ характеризуется однопорядковой ореховато-комковатой структурой, поверхность педов тусклая, кутаны иллювиирования отсутствуют.

Ранее этим различиям в организации срединного горизонта не уделяли должного внимания, поэтому многие лесные почвы, относившиеся к одному типу, по правилам Классификации-2004 оказались и в разных типах и в разных отделах. Горизонт ВМ определил отнесение почв к отделу структурно-метаморфических. Среди типов этого отдела, с которыми могут быть сопоставлены неоподзоленные серые лесные почвы, необходимо отметить серые метаморфические и отчасти буроземы и буроземы темные.

Серые метаморфические почвы АУ–АЕL–ВМ–С. В местных классификациях они относились к серым лесным Л₂ и Л₃ – род обычные. Текстура дифференциация профиля или отсутствует или выражена слабо (КД < 1,4), тип гумуса фульватно-гуматный (С_{тк} : С_{фк} ~ 1). Такие почвы имеют широкое распространение в южной тайге и лесостепи.

Буроземы и буроземы темные АУ–ВМ–С, АУ–ВМ–С. В систематическом списке эти почвы не предусмотрены, так как считалось, что они (тип бурых лесных почв), формируются в более теплых регионах, а в холодном климате образуются в основном только бурые грубогумусные почвы. Однако некоторые почвы, ранее относимые к серым лесным неоподзоленным, могут трактоваться как буроземы, поскольку обладают теми же характеристиками диагностических горизонтов и тем же характером строения профиля (табл. 16). Так, в окраске их гумусовых горизонтов отчетливо выражены буроватые тона, горизонт ВМ – имеет насыщенный коричнево-бурый цвет, за счет прокраски глинистого вещества несиликатными формами железа, гранулометрический состав гумусового и срединного горизонта тяжелее грансостава горизонта С, в окраске которого ослаблены бурые, а усилены желтые тона. «Неоподзоленность» таких и некоторых других почв рассматривалась как одна из провинциальных особенностей серых лесных почв Иркутской области.

**Типы и подтипы буроземов, ранее выделявшихся
как серые лесные неоподзоленные почвы**

Подтипы	Тип: буроземы	Тип: буроземы темные
Типичные	AY-BM-C	AU-BM-C
Грубогумусированные	AY _{ao} -BM-C	
Оподзоленные	AY _e -BM-C	AU _e -BM-C
Глееватые	AY-BMg-Cg	AU-BMg-Cg

Органо-аккумулятивные почвы. Помимо буроземов к неоподзоленным серым лесным почвам, вероятно, относились и другие почвы. Их гумусовые горизонты сходны с таковыми для серых лесных почв, а срединные горизонты выражены очень слабо. Часть срединных горизонтов, имеющих только слабые признаки педогенных процессов, следует относить к слабоизмененной почвообразующей породе. Эти изменения указываются как генетические признаки и определяют подтиповую принадлежность почв: Cm – метаморфизованные, Ct – глинисто-иллювирированные, Cf – иллювиально-ожелезненные (характерны для почв песчано-супесчаного грансостава). Почвы, где вместо горизонта В присутствует педогенно-измененная порода, относятся к отделу органо-аккумулятивных и делятся на типы в зависимости от верхнего горизонта: серогумусовые или темногумусовые (табл. 17).

Таблица 17

**Типы и подтипы органо-аккумулятивных почв,
ранее выделявшихся как серые лесные**

Подтипы	Тип: серогумусовые	Тип: темногумусовые
метаморфизованные	AY-Cm-C	AU-Cm-C
глинисто-иллювирированные	AY-Ct-C	AU-Ct-C
иллювиально-ожелезненные	AY-Cf-C	-

Анализ ситуации, сложившейся с выделением в регионе серых лесных почв, показывает необходимость существенной ревизии почвенно-картографических материалов.

6.2.4. Дерновые лесные почвы (Дл)

Термин **дерново-лесные почвы** впервые в 1954 г. применил В. Г. Зольников для обозначения своеобразных таежных почв Якутии, развивающихся на вечной мерзлоте. Затем Е. Н. Иванова предложила выделять тип дерновых лесных почв, формирующихся на карбонатных породах и породах, богатых основаниями. К. П. Горшенин (1955) использовал термин дерново-лесные для обозначения почв подзолистого типа, развитых на карбонатных коричневых (красноцветных) породах.

На юге Восточной Сибири широкое распространение имеют лесные почвы без морфологических признаков оподзоленности или со слабой их выраженностью, с довольно высокой рН (в основном слабокислой) и СНО.

При этом в средней или в средней и верхней части профиля отчетливо выражено повышенное содержание глинистой фракции. Почвы встречаются и на бескарбонатных породах, и на карбонатных породах, и на продуктах разрушения магматических и метаморфических пород. Своеобразие подобных почв еще в первой трети XX века привлекало внимание многих исследователей (К. Д. Глинка, Л. И. Прасолов и др.). Подобные почвы именовались по-разному: скрытоподзолистые, неоподзоленные, горные лесные коричневые и др.

Впервые выделение типа дерновых лесных почв было обосновано О. В. Макеевым (1959). В тип дерновых лесных он включил четыре подтипа: дерновые лесные (собственно), дерновые лесные (собственно) оподзоленные, дерново-карбонатные и дерново-карбонатные оподзоленные. В дальнейшем дерновые лесные и дерново-карбонатные почвы стали рассматриваться как самостоятельные типы. Среди дерновых лесных почв О. В. Макеев (1959) выделил род бескарбонатных, остаточного-карбонатных и железистых почв на сибирских траппах – эффузивных породах основного состава, представленных в основном базальтами.

Б. В. Надеждин (1961) ввел в научный оборот термины дерново-лесные бурые почвы (развиваются под сосновыми и смешанными лесами) и дерново-лесные темноцветные почвы (развиваются под темнохвойной тайгой, после сведения тайги преобразуются в лугово-черноземные почвы). В типе дерново-лесные бурые почвы Б. В. Надеждин, выделил подтипы: неоподзоленные, оподзоленные, остепненные и роды: на бескарбонатных и остаточного-карбонатных породах. По Б. В. Надеждину (1961) «бурость» среднесибирских дерново-лесных почв выражается: 1) в бурой окраске гумусового горизонта; 2) в ясном оглинивании верхней и особенно средней части их профиля. Оподзоленность выражена только морфологически, каких-либо серьезных изменений химических свойств, как правило, не наблюдается. Среди видов выделены почвы: слабозадернованные (грубогумусные) и сильнозадернованные (с настоящим гумусовым горизонтом). Почвы имеют гуматный состав гумуса, чем резко отличаются от лесных почв Европейской части России. Как дерново-лесные бурые, так и дерново-карбонатные почвы развиваются в одних и тех же условиях (климат, растительность, рельеф), существенно различается лишь содержание карбонатов в породах и почвах, а отсюда различия в pH и СНО.

Дерновые лесные почвы распространены и на севере Иркутской области. Здесь они формируются на суглинистых отложениях под лесами с травяным покровом. В типе дерновых лесных почв В. А. Кузьмин (1976) выделил два подтипа: дерновые лесные собственно и дерновые лесные оподзоленные, три рода по характеру отложений: 1) на суглинисто-галечных отложениях; 2) на бескарбонатных суглинистых отложениях и 3) на карбонатных суглинистых отложениях. Мощность дернового горизонта 2–6 см, горизонта В – 15–40 см. Максимум физической глины сосредоточен в горизонтах А и В. Содержание гумуса в горизонте А 3,5–9 %, pH слабокислая до нейтральной.

Дерновая лесная почва (*forest sod soil*) – термин, применяющийся в региональных систематических списках для лесных почв Иркутской области с

маломощным (обычно высокогумусным) горизонтом А, резко переходящим в хорошо выраженный ореховатый бурый или ярко бурый горизонт В, часто более тяжелый по грансоставу, чем выше- и нижележащие горизонты (рис. 29, В; 3А). Почвы развиваются на бескарбонатных или карбонатных породах, но карбонатность пород слишком низка, чтобы отнести почвы к дерново-карбонатным. Дерновые лесные почвы южной лесостепной части территории Иркутской области обычно имеют гуматно-фульватный или фульватно-гуматный тип гумуса, высокую степень насыщенности основаниями, преимущественно слабокислую рН. Профиль: O–Ad–(A)–B(Bm,Bt)–C.

Дерновые лесные почвы сопоставимы с типом буроземов отдела структурно-метаморфических почв (табл. 18).

Таблица 18

Корреляция номенклатуры и таксономии дерновых лесных почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: дерновые лесные почвы O–Ad(A)–B(Bm,Bt)–C	Не предусмотрены. По особенностям строения срединного горизонта почвы отнесены к отделу структурно-метаморфических, типу буроземов AY–BM–C
Подтипы:	Подтипы:
Дл – типичные O–Ad(A)–Bm–C	типичные AY–BM–C
Дл ^{оп} – оподзоленные O–Ad(A)–Bt–C	оподзоленные AYе–BM–C – осветленные пятна в нижней части гумусового горизонта глинисто-иллювирированные AY–BMt–C – более тяжелый грансостав горизонта BM по сравнению с горизонтом AY – пока этот подтип не предусмотрен
Дл ^{гр} – грубогумусные OA–Bm–C	грубогумусные AYао–BM–C
Роды:	
Дл ^г – глееватые O–Ad–(A)–B–C(g)	Подтип: глееватые AY–BMg–Cg
Дл ^f – псевдофибровые (с железистыми псевдофибрами в горизонте В, характерны для почв легкосуглинистого состава)	не предусмотрены
Дл ^{ок} – остаточно-карбонатные	выделяются на уровне видов по глубине вскипания от HCl: глубоко карбонатные 80–120 см, средне карбонатные 50–80 см
Виды:	Виды:
по мощности Ad+A, см: Дл ['] – слабодерновые < 10 Дл ^{''} – среднедерновые 10–15 Дл ^{'''} – глубокодерновые > 15	по мощности горизонта AY: - маломощные < 10 см - среднемощные 10–20 см - мощные 20–30 см

Отличительная черта дерновых лесных почв региона – широкое распространение почв с очень малой мощностью гумусового горизонта (3–6 см). Другое нередко встречаемое отличие – более легкий грансостав гумусового горизонта по сравнению со срединным горизонтом без заметного оподзоливания – требует введения в классификацию подтипа глинисто-иллювирированных почв.

6.2.5. Дерново-карбонатные почвы (Дк)

Дерново-карбонатная почва (*sod carbonate soil, humic carbonated soil*) – термин русской школы (1967) для типа почв с профилем от А–С до А–В–С, формирующихся на элюво-делювии карбонатных пород в лесной зоне умеренного пояса. Полурендзина (*semi-rendzina*) – термин Н. М. Сибирцева для дерново-карбонатных почв на рыхлых карбонатных породах, менее богатых карбонатом кальция, чем известняк. Син.: псевдорендзина, серый карбонатный суглинок.

Дерново-карбонатные почвы имеют четко выраженный темный гумусовый горизонт мощностью от 4 до 40 см, структура мелко-комковато-зернистая. Нижняя часть гумусового горизонта может быть осветлена, это является основанием для выделения подтипа оподзоленных дерново-карбонатных почв.

В средней части профиля на ранних стадиях развития формируется слабо выраженный горизонт В, который в дальнейшем трансформируется в структурно-метаморфический или иллювиальный. Структурно-метаморфический горизонт В(В_м) характеризуется бурой окраской и комковато-зернистой структурой. Иллювиальный горизонт В_т или В_л в сравнении со структурно-метаморфическим является более плотным, обладает прочной ореховатой структурой и имеет наиболее тяжелый гранулометрический состав в почвенном профиле.

Формула типа дерново-карбонатных почв в Классификации-1977: А₀–А₁–(А₁А₂)–В (В_т, В_л)–ВС–С_к–(D_к).

На территории Иркутской области дерново-карбонатные почвы занимают обширные площади, что обусловлено широким распространением моноκлиально залегающих палеозойских осадочных карбонатных пород. По особенностям окраски различают два варианта дерново-карбонатных почв:

- дерново-карбонатные сероцветные – на продуктах выветривания и переотложения нижнекембрийских известняков и доломитов;
- дерново-карбонатные красноцветные – на продуктах выветривания верхнекембрийских красноцветных известковистых песчаников и алевролитов верхоленской свиты.

Кроме этого, в горном обрамлении региона присутствуют карбонатные метаморфические породы (в основном кристаллические известняки, мраморы). В отличие от палеозойских пород, они выходят на поверхность мелкими контурами. Благодаря сильно расчлененному рельефу и комплексу процессов денудации мелкоземистые продукты дезинтеграции пород не накапли-

ваются. В результате здесь могут формироваться только слаборазвитые почвы – петроземы и почвы с неполным профилем – литоземы.

В отличие от горных территорий большинство дерново-карбонатных почв на продуктах разрушения и переотложения осадочных пород имеет полноразвитый профиль с горизонтом В.

Почвообразующая порода представляет собой элюво-делювий и делювий карбонатных пород. Она может быть сложена как щебнистым, так и мелкоземистым грунтом. Мощность рыхлой толщи отложений обычно превышает 50 см даже на вершинах увалов (исключение, некоторые типичные дерново-карбонатные почвы), а вниз по склонам возрастает от 1 м до 3–5 м и более. Дерново-карбонатные почвы на верхнекембрийских красноцветных породах имеют существенно большее распространение, чем почвы на сероцветных нижнекембрийских породах.

Профиль полноразвитых дерново-карбонатных почв региона: O–Ad–A–(AE)–(ABca)–B₁(ca)–B₂ca–Cca(CRca).

В типе дерново-карбонатных почв выделяются подтипы: типичные, выщелоченные, оподзоленные (рис. 30; 25, Б).

Подтипы: определяются по глубине появления карбонатов и наличию присыпки SiO₂.

Дк^Т – **типичные** – вскипают от HCl в гумусовом горизонте.

Дк^В – **выщелоченные** – вскипают ниже гумусового горизонта, обычно в нижней части горизонта В (в горизонте В₂), имеют хорошо выраженный гумусовый горизонт и хорошо развитый горизонт Bm или Bt бурого цвета.

Дк^{оп} – **оподзоленные** – отличаются от выщелоченных наличием горизонта AE или обильной присыпкой SiO₂ в верхней части горизонта В, карбонаты присутствуют в горизонте BC или C.

В Классификации-2004 дерново-карбонатные почвы не предусмотрены, что обусловлено кардинальным изменением принципов. Если в прежних классификациях, которые можно считать эколого-факторными, в самих названиях почв отражались факторы почвообразования (например, серые лесные – фактор растительность, дерново-карбонатные – фактор порода), то в Классификации-2004, которая декларируется как профильно-генетическая, из номенклатуры почв намеренно убраны все факторные показатели. Исключения коснулись только слаборазвитых почв, для которых характер почвообразующих пород имеет огромное значение. Однако наличие карбонатов в почвенном профиле играет важную роль в развитии процессов почвообразования, недаром в местных классификациях присутствию карбонатов уделялось большое внимание, почти во всех типах лесных почв выделен род остаточо-карбонатных. Следует также отметить, что в регионе встречаются почвы с хорошо выраженным элювиальным горизонтом и карбонатным горизонтом, залегающим на небольшой глубине от нижней границы элювиального горизонта (20–30 см).

По мнению Б. В. Надеждина (1961), между сибирскими и европейскими дерново-карбонатными почвами, существуют значительные провинциальные отличия: «в развитии среднесибирских дерново-карбонатных почв карбонат-

ная порода не просто является фактором, тормозящим подзолообразование, а в сочетании с другими факторами почвообразования обуславливает формирование почв, ничего общего с подзолистыми не имеющих».

Анализ дерново-карбонатных почв (Дк) с позиций новой классификации показывает, что в типе Дк объединены почвы различного эволюционного уровня (от слаборазвитых до полноразвитых), с разным характером типодиагностических горизонтов и разным строением профиля, т. е. почвы разных отделов и типов (табл. 19, 20). Наличие карбонатов в их профиле, ранее рассматривавшееся на уровне подтипа, в Классификации-2004 отмечается на уровне вида. Выделяются карбонатные, слабо выщелоченные, средне выщелоченные и сильно выщелоченные виды почв.

Типичные дерново-карбонатные почвы (Дк^Т) встречаются в регионе в основном на пахотных угодьях, а также на суходольных пастбищах, характеризуются профилем со слабо выраженным горизонтом В: Аса–(Вса)–Сса(Рса), иногда профиль имеет вид Аса–Сса–Рса. Мощность рыхлой части профиля до 30–50 см, карбонаты присутствуют с поверхности (род карбонатных – Дк^{ТК}) или в нижней части горизонта А (род обычные – Дк^Т), рН – слабощелочная.

Таблица 19

Типы и подтипы неполноразвитых почв (без горизонта В), ранее выделявшихся как дерново-карбонатные типичные (Дк^Т) и выщелоченные (Дк^В)

Типы	Подтипы			
	Типичные	Метаморфизованные	Глинисто-иллювирированные	Остаточно-карбонатные
Отдел: органо-аккумулятивные почвы				
Темногумусовые	Дк ^В АU–С	Дк ^В АU–Сm–С	Дк ^В АU–Сt–С	Дк ^Т АU(са)–Сса–Мса
Перегнойно-темногумусовые	Дк ^В АН–С	–	–	Дк ^Т АН(са)–Сса–Мса
Серогумусовые	Дк ^В АУ–С	Дк ^В АУ–Сm–С	Дк ^В АУ–Сt–С	–
Светлогумусовые	Дк ^Т АJ–С	Дк ^Т АJ–Сm–С	–	–
Агрогумусовые	Дк ^В P–АУ–С	Дк ^В P–АУ–Сm–С	Дк ^В P–АУ–С	–
Отдел: литоземы				
Карбо-литоземы темногумусовые	Дк ^Т АU–(Сса)–Мса	–	Дк ^Т АU–Сt–Мса	–
Карбо-литоземы перегнойные	Дк ^Т Н–(Сса)–Мса	–	–	–
Карбо-литоземы перегнойно-темногумусовые	–	–	–	Дк ^Т АН(са)–(Сса)–Мса

**Корреляция номенклатуры и таксономии
дерново-карбонатных почв**

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
<p>Тип: дерново-карбонатные O-Ad-A-(AE)-(ABca)- B1(ca)-B2ca-Cca(CRca) Подтипы: типичные, выщелоченные, оподзоленные</p>	<p>Не предусмотрены. Почвы разнесены по разным отделам и типам</p>
<p>Подтип: типичные Дк^т – содержат карбонаты по всему профилю, начиная с гумусового горизонта</p>	<p>Отдел агрообразцов Типы: аккумулятивно-карбонатные PB-BCA-Cca, структурно-метаморфические аккумулятивно-карбонатные PB-BM-BCA-Cca Вид: карбонатные (глубина вскипания <30 см) Отдел органо-аккумулятивных почв Тип: темногумусовые Подтип: остаточно-карбонатные AU(ca)-Cca-Mca Вид: карбонатные (глубина вскипания <30 см) Отдел литоземов Тип: карбо-литоземы темногумусовые (рендзины) Подтипы: типичные AU(ca)-(Cca)-Mca и глинисто-иллювирированные AU-Ct-Mca Вид: карбонатные (глубина вскипания <30 см)</p>
<p>Подтип: выщелоченные Дк^в – содержат карбонаты ниже гумусового горизонта</p>	<p>Отдел структурно-метаморфических почв Типы буроземы AY-BM-C и буроземы темные AU-BM-C Виды: слабовыщелоченные и средневщелоченные Отдел органо-аккумулятивных почв Тип: темногумусовые Подтипы: типичные AU-C, метаморфизованные AU-Cm-C, глинисто-иллювирированные AU-Ct-C Тип: перегнойно-темногумусовые Подтип типичные AH-C Тип: серогумусовые Подтипы: типичные AY-C, метаморфизованные AY-Cm-C, глинисто-иллювирированные AY-Ct-C Тип: агрогумусовые Подтипы: типичные P-AY-C, метаморфизованные P-AY-Cm-C, глинисто-иллювирированные P-AY-Ct-C Виды: слабовыщелоченные и средневщелоченные</p>
<p>Подтип: оподзоленные Дк^{оп} – имеют присыпку SiO₂ или горизонт AE, содержат карбонаты в нижней части профиля</p>	<p>Отдел текстурно-дифференцированных почв Типы: серые AY-AEL-BT-C и темно-серые AU-AUe-BT-C Виды: средневщелоченные и глубоковыщелоченные Отдел структурно-метаморфических почв Типы: буроземы и буроземы темные, подтип: оподзоленные AYe-BM-C, AUe-BM-C Виды: средневщелоченные и глубоковыщелоченные</p>

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Виды:	Виды:
1) по содержанию гумуса: - Дк ₁ – малогумусные <3 % - Дк ₂ – среднегумусные 3–5 % - Дк ₃ – многогумусные >5 % - Дк _h – перегнойные >12 % 2) по мощности гумусового горизонта (Ad+A+AB), см: - Дк' – маломощные менее 15 - Дк'' – среднемощные 15–30 - Дк''' – мощные более 30	1) по мощности горизонта АУ: - маломощные <10 см - среднемощные 10–20 см - мощные 20–30 см 2) по мощности горизонта АU: - мелкие <30 см - маломощные 30–50 см - среднемощные 50–80 см - мощные 80–120 см - сверхмощные >120 см 3) по глубине залегания карбонатов: - карбонатные <30 см - высоко карбонатные (слабо выщелоченные) 30–59 см - средне карбонатные (средне выщелоченные) 50–80 см - глубоко карбонатные (сильно выщелоченные) 80–120 см

Большинство пахотных вариантов типичных дерново-карбонатных почв имеют резкую нижнюю границу гумусового горизонта и мощность, равную глубине вспашки. Они характеризуются низкой гумусированностью, что может быть объяснено эродированностью почвенного профиля. Подобные почвы должны быть отнесены к отделу агрообразцов, в рамках которого они сопоставимы с типами аккумулятивно-карбонатных РВ–ВСА–Сса и структурно-метаморфических аккумулятивно-карбонатных почв РВ–ВМ–ВСА–Сса.

Хотя дерново-карбонатные почвы принято относить к лесным (Классификация-1977), практика почвенной крупномасштабной съемки показывает, что естественные типичные Дк почвы региона распространены в основном на суходолах, используемых в качестве выгона для скота или вообще не используемых из-за мелкоконтурности, удаленности, из-за каменистости или из-за крутизны склонов. Типичные Дк почвы развиваются под степной и сухостепной растительностью. Гумусовые горизонты этих почв где-то можно рассматривать как темногумусовые (горизонт АU), где-то как светлогумусовые (горизонт АJ). Значительная скелетность не благоприятствует гумусонакоплению, поэтому большинство щебнистых Дк^T почв имеет горизонт АJ. Естественные дерново-карбонатные почвы, вскипающие в гумусовом горизонте, зачастую не имеют выраженного срединного горизонта и, следовательно, могут быть отнесены к отделам органо-аккумулятивных почв и литоземов.

Выщелоченные дерново-карбонатные почвы (Дк^B) имеют наиболее широкое распространение среди Дк почв региона. Они встречаются как под лесами, так и на пахотных угодьях. Гумусовые горизонты Дк^B почв представлены горизонтом АУ (серогумусовый) и горизонтом АU (темногумусовый). Срединные горизонты в основном представлены горизонтом ВМ. Ис-

ходя из этого, Дк^В почвы могут относиться к отделу структурно-метаморфических почв, типам буроземы АУ–ВМ–С и буроземы темные – АУ–ВМ–С.

Оподзоленные дерново-карбонатные почвы (Дк^{оп}) распространены по вершинам увалов и преимущественно верхним частям склонов. Растительность – смешанные и мелколиственные леса с хорошо развитым травянистым покровом. Верхние горизонты – АУ, редко АУ, в нижней части осветленные. Срединные горизонты – ВТ или ВМ. Поверхности структурных отделностей в верхней части срединных горизонтов покрывают скелетаны SiO₂. По строению профиля Дк^{оп} почвы могут соответствовать серым – АУ–АЕL–ВТ–С, иногда темно-серым почвам АУ–АУе–ВТ–С отдела тектурно-дифференцированных, а также оподзоленным буроземам – АУе–ВМ–С и оподзоленным буроземам темным АУе–ВМ–С отдела структурно-метаморфических почв.

В прежней практике почвенного картографирования, когда к диагностике срединных горизонтов не предъявлялось особых требований, а главным диагностическим признаком Дк почв была карбонатная почвообразующая порода и наличие унаследованных от нее карбонатов в почвенном профиле, к типу дерново-карбонатных относили не только полноразвитые почвы, но и неполноразвитые почвы, не имеющие хорошо выраженного срединного горизонта В. Все эти почвы имеют профиль А–С. Такой тип профиля особенно характерен для дерново-карбонатных типичных почв.

Неполноразвитые дерново-карбонатные почвы сопоставляются в Классификации-2004 с почвами отделов органо-аккумулятивных и литоземов (табл. 19, 20). Принципиальное различие между отделами – мощность рыхлой толщи. Если она >30 см, то почвы относятся к отделу органо-аккумулятивных, если <30 см – к литоземам. Внутри каждого отдела выделение типов идет в зависимости от характера гумусового горизонта (АН, Н, АУ, АУ, АJ). Среди дерново-карбонатных типичных горизонтов АУ имеют почвы на остепненных участках, АУ – почвы на залесенных крутых склонах, АJ – почвы под сухостепной растительностью на каменистых вершинах и склонах. Среди выщелоченных неполноразвитых Дк почв представлены все вышеперечисленные горизонты, кроме горизонта АJ.

В пределах каждого типа выделяются подтипы по признакам педогенного преобразования горизонта С: С – типичные, С_т – метаморфизованные, С_т – глинисто-иллювирированные. Отсутствие дерново-карбонатных почв в Классификации-2004 привело к значительным сложностям в корреляции почв этого типа с национальной классификацией, тем более что региональные дерново-карбонатные почвы не всегда соответствуют центральному образу типа, охарактеризованному в Классификации-1977.

Глава 7. ПОЧВЫ ПОД ТРАВЯНИСТОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ

7.1. Почвы остепненных пространств

В этой группе рассматриваются почвы, развивающиеся под степной и лугово-степной растительностью, при полном отсутствии или слабом участии древесных и кустарниковых пород.

Степные почвы (*steepe soil, heath soil*) – общеупотребительный термин, не имеющий строгого определения, применяемый для группы разнообразных почв, формирующихся под степной травянистой растительностью в автоморфных условиях. Горизонт О здесь бывает представлен маломощным (1–2 см) степным войлоком или вообще отсутствует.

Степной войлок (*steppe leaf litter*) – термин русской школы для слоя мертвого органического вещества на поверхности степных почв, образующегося в результате накопления растительного опада.

Горизонт Ad часто не выделяют отдельно, отмечая его как верхнюю задернованную часть горизонта А. В большинстве типов почв горизонт В не обладает яркой бурой окраской, а является переходным от горизонта А к горизонту С, отличаясь от горизонта АВ низким содержанием гумуса.

7.1.1. Черноземы (Ч) и лугово-черноземные (Чл) почвы

Чернозем (*chernozem, black earth*) (от рус.-народ. названия – черная земля) – использовался в следующих вариантах: 1) общеупотребительный традиционный термин, введенный в науку еще М. В. Ломоносовым в 1763 г.; 2) для темноокрашенных и сильно гумусированных степных почв со слабо дифференцированным по гранулометрическому и валовому составу профилем, имеющим обычно карбонаты в почвенном профиле, горизонт В не является аккумулятивным, а лишь переходным по гумусированности от горизонта А к горизонту С; 3) термин французской школы (1965, 1967) для группы изогумусовых насыщенных почв, имеющих более 5 % гумуса в верхнем 20-сантиметровом слое, зернистую или ореховатую структуру в гумусовом горизонте, с аккумуляцией карбонатов в нижней части профиля; 4) термин современной канадской школы для степных почв, включающих как черноземы собственно, так и каштановые почвы; 5) термин легенды к почвенной карте Мира ФАО/ЮНЕСКО (1970) для почв, имеющих с поверхности моллевой горизонт А мощностью не менее 15 см с черной или темно-серой окраской, возможен камбиевый горизонт В и горизонт аккумуляции карбонатов в разных формах (пудра, белоглазка, прожилки, псевдомицелий). Черноземовидные почвы, в которых горизонт аккумуляции карбонатов отсутствует (бескарбонатные почвы или почвы, при наличии карбонатов не обнаруживающих специфического горизонта аккумуляции мягкой порошковатой извести) отнесены к фэйоземам.

В «Систематическом списке...» под термином «черноземы» понимается тип почв в традиционном варианте русской школы с профилем (O)–A(Ad–A)–AB(ca)–B₁(ca)–B₂ca–Cca

Чернозем типичный холодный (*cold typical chernozem*) – термин русской школы (1967) для подтипа черноземов холодной западно- и среднесибирской фации, характеризующихся небольшим (40–70 см), но интенсивно гумусированным (10–12 % гумуса) горизонтом A+AB с языковатой нижней границей, вскипанием в нижней части гумусового горизонта и выделением карбонатов в виде псевдомицелия; запасы гумуса 450–500 т/га.

Лугово-черноземная почва (*chernozem-like meadow soil, meadow-chernozemic soil, meadow chernozem*) – 1) термин для почв черноземной зоны, формирующихся в условиях грунтового увлажнения, в связи с чем они имеют признаки оглеения в нижней части профиля, более растянутый гумусовый горизонт, большую гумусированность; часто они солонцеватые, солончаковатые и осолоделые; в системе русской школы эти почвы выделяются на правах типа; 2) термин русской школы для подтипа лугово-черноземных почв, формирующихся при уровне грунтовых вод 2,5–4 м и характеризующихся постоянным переувлажнением нижней части профиля, высокой гумусированностью (до 17 % с поверхности), зернисто-творожистой структурой гумусового горизонта. Постепенностью перехода между гумусовым и карбонатным горизонтами, пятнами оглеения в нижней части профиля.

Луговато-черноземная почва (*meadowish-chernozemic soil*) – термин русской школы (1967) для подтипа лугово-черноземных почв, формирующихся при уровне грунтовых вод 4–7 м и характеризующихся признаками слабого оглеения в нижней части профиля, комковатой структурой гумусового горизонта, повышенной гумусированностью и мицеллярной формой карбонатных выделений (отсутствие белоглазки).

Черноземы в Иркутской области приурочены к террасам Ангары, приустьевым участкам ее крупных притоков и к остепненным склонам (рис. 31; см. рис. 3 Б, В). Довольно крупные массивы черноземов встречаются в южной части Предбайкальской впадины. В сравнении с другими территориями здесь лучшую сохранность и повышенную мощность имеют сартанские лессовидные суглинки, которые вскрываются на небольшой глубине от поверхности и оказывают существенное влияние на почвообразование. Карбонаты горизонтов Bca и Cca фактически унаследованы от сартанской криоаридной эпохи, т. е. карбонатные горизонты не являются результатом современного почвообразования, хотя в той или иной степени проработаны им. В профиле черноземов хорошо видны следы активного перемешивания финально-сартанского и голоценового субстрата за счет жизнедеятельности роющих насекомых. В голоцене в карбонатных горизонтах происходило частичное выщелачивание, растворение и некоторая миграция карбонатов (псевдомицелий, жилки, паутинки в горизонтах B и AB, налеты по стенкам трещин).

Черноземам региона соответствуют общие характеристики типа почв, но разделение на подтипы сопряжено с трудностями, поскольку прибайкальские черноземы не соответствуют ни одному эталонному образу подтипа (табл. 21).

**Корреляция номенклатуры и таксономии черноземов
и лугово-черноземных почв**

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: черноземы A(Ad-A)-AB(ca)-B ₁ (ca)-B ₂ ca-Cca	Группа типов отдела аккумулятивно-гумусовые почвы
Подтип: Ч ^Т – типичные (вскипают в горизонтах A, AB или сразу под ними)	Тип: черноземы AU-BCA-C(ca) Подтипы: выделяются по формам карбонатных новообразований и другим признакам
Роды:	Подтипы, характерные для региона:
Ч ^О – обычные (вскипают в горизонте AB или сразу под ним)	Дисперсно-карбонатные AU-BCAdc-C(ca)
Ч ^{СН} – солонцеватые	солонцеватые AU-AUsn-BCA-Cca
Ч ^К – карбонатные (вскипают в горизонте A или с поверхности)	Отдел агроземов Тип: агроземы темные аккумулятивно-карбонатные PU-BCA-Cca Подтип: дисперсно-карбонатные PU-BCAdc-Cca
Подтип: Ч ^В – выщелоченные (горизонт B ₁ – бескарбонатный, карбонаты появляются в горизонте B ₂ , BC или C)	Тип: черноземы глинисто-иллювиальные AU-BI-C(ca)
Роды:	Подтипы:
обычные	типичные – AU-BI-C(ca)
бескарбонатные	не предусмотрены. Возможно им соответствует вид сильно выщелоченные, вскипание с глубины 80–120 см
Подтип: Ч ^{ОП} – оподзоленные (обильная присыпка SiO ₂ в горизонте AB, карбонаты не выше горизонта B ₂)	оподзоленные AU-AUt-BI-C(ca)
Тип: лугово-черноземные почвы – Чл Подтипы: Чл – луговато-черноземные Чл _г – лугово-черноземные	Тип: черноземы – AU-BCA-C(ca) Тип: черноземы глинисто-иллювиальные AU-BI-C(ca) Подтипы: гидрометаморфизованные
Роды:	Подтипы:
Чл ^Т – типичные (вскипают в горизонте B ₁)	гидрометаморфизованные AU-BCAq-Ccaq
Чл ^В – выщелоченные (вскипают в горизонте B ₂ или C)	гидрометаморфизованные AU-AUq-BIq-Cq глееватые AU-BI _г -C _г
Чл ^{ОП} – оподзоленные (присыпка SiO ₂ в горизонте AB)	оподзоленные AU-AUe-BI-C(ca)

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Чл ^{сн} – солонцеватые (призмовидная структура)	солонцеватые AU–AU _{sn} –BCA–Cca
Чл ^{сч} – солончаковатые (соли в профиле, вскипание с поверхности)	засоленные AU(s)–BCA(s)–Cca,s
Чл ^б – бескарбонатные	Тип: черноземовидные AU _{g,nn} –BM _g –C _g
Виды:	Виды:
1) по мощности A+AB, см: Ч ¹ , Чл ¹ – слабодерновые < 40 Ч ² , Чл ² – среднедерновые 40–80 Ч ³ , Чл ³ – глубокодерновые >80	1) по мощности горизонта AU: - маломощные 30–50 см - среднемощные 50–80 см - мощные 80–120 см - сверхмощные >120 см
2) по содержанию гумуса в горизонте A: Ч ₁ , Чл ₁ – слабогумусированные < 4 % Ч ₂ , Чл ₂ – малогумусные 4–6 % Ч ₃ , Чл ₃ – среднегумусные 6–9 % Ч ₄ , Чл ₄ – тучные > 9 % гумуса	2) по содержанию гумуса: - мало гумусированные < 3 % - средне гумусированные 3–5 % - сильно гумусированные 5–8 % - тучные >8 %
	3) по глубине залегания карбонатов: - карбонатные <30 см; - высоко карбонатные (слабо выщелоченные) 30–50 см - средне карбонатные (средне выщелоченные) 50–80 см - глубоко карбонатные (сильно выщелоченные) 80–120 см

Если судить по окраске, то рядом можно встретить и южные и выщелоченные черноземы. Особенно неопределенным является подразделение черноземов на типичные и обыкновенные; отсутствие четких диагностических признаков не позволяет высококовскипающие черноземы региона уверенно отнести к тому или иному подтипу. Поэтому в различных публикациях для одной и той же территории указываются то обыкновенные, то типичные, то южные черноземы. Мы не используем в номенклатуре термин «южный», поскольку он не отвечает природно-климатическим условиям региона и считается совсем не подходящим сочетание слов чернозем: «южный холодный», выделяя последний на том основании, что в почвенном профиле хорошо выражены гумусовые языки, которые в черноземах региона образуются при криогенном растрескивании почвы. В сложившейся ситуации мы не разделяем черноземы региона на подтипы обыкновенные, типичные и южные, а рассматриваем их в одном объединенном подтипе «типичные», что в общем соответствует понятию «чернозем типичный холодный» и означает высококовскипающие (в горизонтах А, АВ или в верхней части горизонта В₁) черноземы, где карбонаты присутствуют в гумусовых горизонтах или сразу под ними.

Лугово-черноземные почвы занимают в сравнении с черноземами более низкие элементы рельефа. За счет дополнительного притока влаги они лучше увлажнены, в них энергичнее развиваются процессы декарбонизации, поэтому контакт между голоценовым и сартанским субстратом визуально выражен значительно хуже, чем в черноземах. Расчлененный рельеф региона, глубокий врез и крутой тальвег падей способствует быстрому сбросу избытка влаги, поэтому среди типа лугово-черноземных почв в регионе более распространен подтип луговато-черноземных.

В практике почвенного картографирования к лугово-черноземным часто относят высокогумусные почвы высоких пойм (см. рис. 23, Б).

7.1.2. Дерновые степные почвы (Дст)

Степная бескарбонатная почва – тип выделен В. П. Мартыновым (1965) как отражение специфики некоторых почв сухих степей региона (карбонатные степные почвы им были отнесены к каштановым). Цвет верхнего горизонта степных бескарбонатных почв варьирует и зависит от цвета почвообразующей породы. Содержание гумуса колеблется от 2 до 6 %. Почвы скелетны и имеют супесчаный состав мелкозема. Поверхностные горизонты богаче физической глиной, чем глубжележащие. Профиль почв (А+В) часто менее 50 см.

Дерновая степная почва (*steppe sod soil*) – термин для почв Иркутской области, формирующихся под степной растительностью, имеющих темно-серый или серый маломощный гумусовый горизонт, характеризующихся резким падением содержания гумуса под горизонтом А, горизонт АВ отсутствует или выражен очень слабо, горизонт В камбиковый – переходный от горизонта А к породе.

Горизонт камбик (от лат. *cambiare* – менять) – горизонт выветривания, не имеющий свойств горизонтов ВТ, ВНF, BSN, имеет суглинисто-глинистый состав, его окраска не бывает темной, педогенная структура отличает горизонт камбик от породы. Профиль дерновой степной почвы: Ad-(A)-B₁(ca)-B₂(ca)-C(ca).

Деление на подтипы пока не разработано. Роды: бескарбонатные, выщелоченные, типичные, карбонатные.

Дерновые степные почвы встречаются среди черноземов и каштановых почв. Основной их ареал – участки сухих степей на Приольхонском плато, отрогах Приморского хребта и острове Ольхон. От черноземов дерновые степные почвы (рис. 32, В) отличаются маломощностью гумусового горизонта, его резкой нижней границей и пониженным содержанием гумуса. От каштановых – окраской и иным характером срединного горизонта (окраска, плотность, структурная организация).

Индекс гумусового горизонта дерновых степных почв проблематичен, так как горизонт не удовлетворяет требованиям, принятым в Классификации-2004 ни для горизонта АУ, ни для горизонта АU, ни для горизонта АJ. Серогумусовый (дерновый) горизонт АУ, свойственен лесным почвам, ха-

рактируется кислой рН, часто имеет кремнеземистую присыпку. Темногумусовый горизонт АU соответствует по химическим показателям и условиям образования (лесостепные и степные ландшафты) рассматриваемым почвам, но его нахождение в почвенном профиле всегда связывают с достаточно высокой гумусированностью и значительной мощностью. Гумусированность горизонта АU должна быть не менее 5 %, тогда как в дерновых степных почвах гумусированность часто бывает меньше 5 %. Кроме того, среди дерновых степных почв доминируют почвы с гумусовым горизонтом менее 20–15 см, т. е. для горизонта АU почвы слишком маломощны. Тем не менее, мы вынуждены использовать индекс АU для темных хорошо гумусированных вариантов дерновых степных почв повышенной мощности (хотя бы 20–25 см). Светло-гумусовый горизонт АJ часто соответствует гумусовому горизонту дерновых степных почв по химическим и физическим свойствам, но горизонт АJ имеет гумусированность менее 5 %, тогда как в дерновых степных почвах она может быть больше 5–6 %.

В связи с изложенным, нам представляется необходимым почвы типа дерновые степные разделить по содержанию гумуса на две группы. Для низкогумусных использовать индекс АJ, для высокогумусных – индекс АU.

Дерновые степные почвы не предусмотрены ни Классификацией-1977, ни Классификацией-2004. Слабая выраженность срединного горизонта позволяет его рассматривать как породу, измененную почвообразованием – в данном случае горизонт Сm. Тогда, учитывая гумусовый горизонт, формула почвы будет иметь вид АU–Сm–С или АJ–Сm–С. Почвы развиваются на рыхлых породах супесчаных и суглинистых породах, которые нередко бывают щебнистыми или дресвянистыми (мелкощебнистыми). Все это позволяет считать их типами темногумусовых и светлогумусовых почв отдела органо-аккумулятивных (табл. 22).

7.1.3. Каштановые (К) и лугово-каштановые (Кл) почвы

Каштановая почва (*chestnut soil*) (от лат. *castaneo* – каштан) 1) термин В. В. Докучаева для почв сухих злаковых и полынно-злаковых степей умеренно засушливого пояса с профилем А–В–С, имеющих каштановый цвет верхних горизонтов при невысокой гумусированности 2,5–4,5 %, карбонатный горизонт с глубины 40–50 см и гипсовый с глубины 110–150 см; син.: каштанозем (*kastanozem*) – термин легенды к почвенной карте Мира ФАО/ЮНЕСКО (1970) для степных почв, богатых органическим веществом и имеющих буроватые, коричневатые, каштановые тона окраски с поверхности.

Профиль каштановых почв по Классификации-1977: А–В(В₁, В₂)–ВСа(Сса)–Сс

Профиль каштановых почв по Классификации-2004: АJ–ВМК–САТ–Сса

Лугово-каштановая почва (*chestnut-like meadow soil, meadow-chestnut soil*) 1) термин для почв сухих степей, образующихся среди каштановых почв в условиях грунтового увлажнения, в связи с чем они более гумусированы, более глубоко карбонатны, часто солонцеватые и засоленные, в нижней части профиля с незначительными следами оглеения; в системе русской школы

Корреляция номенклатуры и таксономии дерновых степных почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: дерновые степные Ad-(A)-B ₁ (ca)-B ₂ (ca)-C(ca)	Группа типов отдела органо-аккумулятивных почв Тип: темногумусовые AU-C Тип: светлогумусовые AJ-C
Подтипы: деление на подтипы пока не разработано.	Подтипы: метаморфизованные AU-Cm-C AJ-Cm-C
Роды:	Виды:
Дст ^б – бескарбонатные	глубоко выщелоченные AU-Cm-C; AJ-Cm-C
Дст ^в – выщелоченные (карбонаты появляются в горизонте B ₂ или C)	средне выщелоченные AU-Cm-C; AJ-Cm-C
Дст ^г – типичные (карбонаты появляются сразу под гумусовым горизонтом A)	слабо выщелоченные AU-Cm-C; AJ-Cm-C
Дст ^к – карбонатные (карбонаты появляются в горизонте A или с поверхности)	карбонатные AU-Cm-C; AJ-Cm-C
Виды:	Виды:
1) по мощности A+AB, см Дст ^б – маломощные <10 см Дст ^в – среднемощные 10–20 см Дст ^г – мощные >20 см	1) по мощности гумусового горизонта: - крайне мелкие <10 см - мелкие 10–20 см - среднемелкие 20–30 см
2) по содержанию гумуса в горизонте A: Дст ₁ – малогумусные <3 % Дст ₂ – среднегумусные 3–5 % Дст ₃ – многогумусные >5 %	2) по содержанию гумуса в горизонте AJ: - слабо гумусированные <1,5 % - мало гумусированные 1,5–3 % - средне гумусированные 3–5 % в горизонте AU: - сильно гумусированные 5–8 % - тучные >8 %
–	3) по глубине залегания карбонатов: - карбонатные <30 см - высококарбонатные (слабо выщелоченные) 30–50 см - средне карбонатные (средне выщелоченные) 50–80 см - высококарбонатные (сильно выщелоченные) 80–120 см

(1967) эти почвы выделяются на правах типа; 2) термин русской школы для подтипа лугово-каштановых почв, формирующихся на верхних пойменных террасах и в депрессиях рельефа каштановой зоны на тяжелых породах при уровне грунтовых вод 2,5–4 м.

Криоаридные почвы – как самостоятельный тип были выделены В. И. Волковинцером под названием «степные криоаридные почвы». В Классификации-1977 г. такие почвы отсутствуют. В Классификации-2004 тип криоаридные почвы включен в отдел палево-метаморфических почв. Формула криоаридных почв: АК–BPL–BCA–Cca.

В Классификации-1977 каштановые почвы Сибири относятся к фациальному подтипу умеренных длительно промерзающих, характеризуются малой мощностью горизонтов А и В₁, $(A+B_1) \leq 25$ см, близким к поверхности (почти непосредственно под гумусовым) карбонатным горизонтом с высоким содержанием CaCO₃ (в виде мучнистых накоплений, пропиточных пятен, натечных корок на щебне), отсутствием в профиле гипса и легкорастворимых солей (рис. 32 А, Б).

Такую же морфологическую характеристику имеют почвы степных холодных аридных ландшафтов экстроконтинентальных территорий и горных систем Северо-Восточной и Центральной Азии, выделенных В. И. Волковинцером (1978) в особый тип – степные криоаридные почвы. В числе криоаридных почв он рассматривает сухостепные почвы (ранее определяемые как каштановые) сопредельных территорий – Бурятии и Забайкалья. В связи с этим встает вопрос – считать ли сухостепные почвы западного побережья Байкала каштановыми или степными криоаридными?

Каштановые почвы имеют в регионе небольшое распространение и фактически находятся на северной границе их ареала. В Иркутской области каштановые почвы в основном приурочены к островам сухих степей Приольхонья и спорадически – к остепненным участкам юго-восточных склонов Приморского хребта. Здесь выпадает рекордно малое количество осадков (200–300 мм), что обусловлено положением территории в орографической тени Приморского и Байкальского хребтов, которые собирают на своих западных склонах основную часть влаги, поступающей с северо-западными влагонесущими ветрами.

Кроме того, Приольхонье характеризуется присутствием частых островов многолетней мерзлоты. На склонах и равнинных участках Приольхонского плато мерзлота «сухая». Мощность мерзлых пород в Тажеранских степях – 45–80 м. Температура ММП изменяется от –0,2 °С до –1 °С. В отрицательных формах рельефа мерзлота «льдистая». Мощность мерзлых пород в долинах рек 20–25 м, встречаются мерзлотные формы рельефа: гидролакколиты (булгуньяхи) и термокарст. Размеры бугров до 10–15 м в диаметре и до 1,5–2 м в высоту. Диаметр термокарстовых образований до 20 м, глубина – до 2,5 м, форма – воронкообразная.

Таким образом, каштановые почвы исследуемой территории находятся примерно в таких же природно-климатических условиях, что и большинство криоаридных почв.

В Классификации-2004 каштановые и криоаридные почвы разнесены по разным отделам: тип каштановых входит в отдел аккумулятивно-карбонатных малогумусных почв, тип криоаридных – в отдел палево-метаморфических почв. Поскольку Классификация-2004 не является факторно-экологической, то для диагностики почв должны быть использованы ее внутренние свойства, а не специфика условий почвообразования, которой В. И. Волковинцер (1978) придавал особое, можно сказать, решающее значение. Формулы почв в Классификации-2004 (для каштановых – АЖ-ВМК-САТ-Сса, для криоаридных – АК-ВРЛ-ВСА-Сса) кардинально различаются, но картина несколько меняется при подробном рассмотрении заключенного в них содержания (табл. 23).

Таблица 23

Сравнительный анализ морфологических и химических свойств каштановых и криоаридных почв

Каштановые почвы АЖ-ВМК-САТ-Сса	Криоаридные почвы АК-ВРЛ-ВСА-Сса
Состав почв: различный, преимущественно суглинисто-глинистый	Состав почв: супесчано-песчаный мелкозем со щебнем. Породы многолетнемерзлые, мерзлота «сухая»
АЖ – мощность около 15 см светло-серый или палево-серый, жесткая комковато-мелкокомковатая структура. Гумус в верхних 10 см менее 5 %, $C_{гк} : C_{фк}$ около 1. рН нейтральная или слабощелочная. Может содержать карбонаты	АК – средняя мощность 20–25 см (от 15 до 30 см), каштановый, бурый или красновато-бурый, серые тона отсутствуют, слабо оструктурен. Гумус в верхних 10 см – 5–7 %, у нижней границы 1–3 %, $C_{гк} : C_{фк} < 1$ (от 0,9 до 0,5), нерастворимый остаток 40–50 %. рН нейтральная или слабощелочная. Может содержать карбонаты
ВМК – каштановый или палево-бурый, мелкопризмовидная структура с горизонтальной делимостью. Окраска за счет трансформации железа в щелочной среде, формы железа мало-гидратные	ВРЛ – палевый или светло-бурый, слабо оструктурен. Тонкие пленки дегидратированного железа, извлекаемого вытяжкой Джексона, на агрегатах и минералах, низкое содержание оксалоторастворимого железа
САТ – палево-бурый, с вертикальными тонкими трещинами, заполненными темным гумусом, структура призмовидно-ореховатая с тонкими гумусово-глинистыми кутанами.	ВСА – палевый или буровато-палевый, структура слабо оформленная глыбистая или крупно комковатая.
Сегрегационные формы карбонатов. рН нейтральная или слабощелочная	Максимальное в профиле количество карбонатных новообразований. рН нейтральная или слабощелочная
Сса – гипс и легкорастворимые соли обнаруживаются глубже 130–150 см	Сса – гипс и легкорастворимые соли отсутствуют

Приведенные данные вроде бы свидетельствуют о резких различиях сравниваемых почв. Однако, если подходить к диагностике этих почв с арсеналом методов, традиционно применяемых при полевых исследованиях, то обнаруживается целая серия неопределенностей.

1. Для криоаридных почв характерна сухая многолетняя мерзлота, но она располагается глубже 1,5–2 м, т. е. за пределами глубины ординарного почвенного разреза. Кроме того, «сухая» мерзлота это скорее экологический фактор, нежели диагностический показатель.

2. Уверенно диагностировать отсутствие гипса и легкорастворимых солей можно только в разрезах глубиной 1,5 м и более, однако копку таких разрезов сильно затрудняет присутствие щебня, содержание которого с глубиной обычно увеличивается.

3. Принципиальные различия обнаруживаются в структурной организации сравниваемых почв, однако эти различия обусловлены различиями грансостава. Любые почвы со щебнем и супесчано-песчаным мелкоземом не могут быть оструктурены. Однако легкий грансостав могут иметь не только криоаридные, но и каштановые почвы.

4. Различия в окраске гумусовых горизонтов – показатель довольно субъективный и зависит как от опыта исследователя и его умения различать оттенки, так и от исходной окраски минерального субстрата. Например, в Приольхонье почвы на продуктах выветривания и переотложения обычных гранитов (особенно, если они богаты ортоклазом) имеют в окраске хорошо выраженные каштановые и красноватые тона, а такие же рядом расположенные почвы на продуктах выветривания кристаллических сланцев и гнейсов (богатых биотитом, пироксенами и амфиболами) – более серые тона. Различия в окраске сводятся к тому, что в каштановых почвах могут быть серые тона, тогда как в криоаридных серые тона отсутствуют. Получается, парадокс – в каштановых почвах «каштановости» меньше, чем в криоаридных.

5. Различия химических свойств оцениваются с помощью трудоемких процессов определения состава гумуса. По величине негидролизуемого остатка гумуса приольхонские каштановые почвы (40–55 %) вполне соответствуют криоаридным. Но такие же показатели свойственны почти всем почвам Иркутской области. Принципиальные отличия приольхонских сухостепных почв от криоаридных – фульватно-гуматный состав гумуса V в каштановых почвах региона $C_{гк} : C_{фк} = 1,2–1,4$.

Таким образом, сухостепные почвы региона, отличаются от криоаридных главным образом по составу гумуса.

В связи с этим и недостаточной разработанностью классификации криоаридных почв, приольхонские сухостепные почвы мы коррелируем с каштановыми, хотя осознаем их существенные различия. Возможно, что причина специфики региональных сухостепных почв в истории их эволюции, которая запечатлена и сильно спрессована в сложном строении их профиля (рис. 32 А, Б, В).

Лугово-каштановые почвы занимают понижения в рельефе и характеризуются большей гумусированностью и лучшей увлажненностью, чем каштановые (табл. 24).

**Корреляция номенклатуры и таксономии каштановых
и лугово-каштановых почв**

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: каштановые – К А–АВ(са)–Вса–Вса(сs)–Сса(сs)	Отдел аккумулятивно-карбонатных ма- логумусных Тип: каштановые АJ–ВМК–ВСА–Сса
Подтипы:	Подтипы:
К ₁ – светло-каштановые (<2,5 % гумуса)	каштановые типичные АJ–ВМК–ВСА–Сса (нижний предел гу- муса – 2 %)
	[если гумуса меньше 2 % – тип бурые АКЛ–ВМК–ВСА–Сса (прежнее название – лугово-бурые полупустынные) – в ре- гионе отсутствуют]
К ₂ – каштановые (2,5–3,5 % гумуса)	типичные АJ–ВМК–ВСА–Сса
К ₃ – темно-каштановые (>3,5 % гумуса)	Отдел аккумулятивно-гумусовых почв. Тип: чернозем текстурно-карбонатный АU–САТ–Сса
Тип: лугово-каштановые почвы Кл А– АВ–Вса–С(g) Подтипы: Кл – луговато-каштановые Кл _g – лугово-каштановые	Подтип: гидрометаморфизованные: - каштановые гидрометаморфизован- ные АJ–ВМК–ВСаq–Сса,q - черноземы текстурно-карбонатные гид- рометаморфизованные АU–САТq–Сса,q
Роды:	Виды и подтипы:
К, Кл – обычные (карбонаты появляют- ся сразу под горизонтом АВ)	вид слабо выщелоченные, вскипают на глубине 30–50 см
К ^к , Кл ^к – карбонатные (карбонаты появ- ляются в горизонте А или с поверхности)	вид карбонатные, вскипают на глубине <30 см;
К ^в , Кл ^в – выщелоченные (карбонаты по- являются в нижней части горизонта В)	вид слабо- или средне выщелоченные, вскипают на глубине 30–50 см или 50–80 см
К ^{гв} , Кл ^{гв} – глубокоовскипающие (карбо- наты появляются в горизонте ВС или С)	не предусмотрены
К ^б , Кл ^б – бескарбонатные (карбонаты в почв. профиле отсутствуют)	не предусмотрены
К ^{сн} , Кл ^{сн} – солонцеватые (имеют уплот- ненный горизонт под горизонтом А)	каштановые солонцеватые АJ–ВМКsn–ВСА–Сса; черноземы текстурно-карбонатные со- лонцеватые АU–АUsn–САТ–Сса

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
К ^{сч} , Кл ^{сч} – солончаковатые (засоление с поверхности)	каштановые засоленные AJ _s –BMK _s –BCA _s –Cca,s черноземы текстурно-карбонатные засоленные AU(s)–CAT(s)–Cca,s
Виды:	Виды:
1) по мощности горизонта A+AB: К* – укороченные (менее 20 см) К' – маломощные (20–30 см) К'' – среднемощные (30–50 см) К''' – мощные (более 50 см)	1) по мощности гумусового горизонта: для горизонта AJ: - крайне мелкие <10 см - мелкие 10–20 см - среднемелкие 20–30 см для горизонта AU: - маломощные 30–50 - среднемощные 50–80
2) по содержанию гумуса в горизонте А лугово-каштановых почв: Кл ₁ – светлые (менее 4 % гумуса) Кл ₂ – темные (более 4 % гумуса)	–
–	2) по глубине залегания карбонатов: - карбонатные <30 см - слабо выщелоченные 30–50 см - средне выщелоченные 50–80 см

7.2. Почвы повышенного увлажнения

В эту группу объединены почвы, характеризующиеся временным или постоянным переувлажнением, имеющие в почвенном профиле явно выраженные следы оглеения, развивающиеся на отрицательных формах рельефа под луговой, лугово-болотной и болотной растительностью, при полном отсутствии или слабом участии древесных и кустарниковых пород.

Полугидроморфная почва (*semi-hydromorphic soil, semi-hydromorphous soil*) – термин русской школы для почв, формирующихся в условиях временного застоя поверхностных вод (верховодки) или при относительно высоком уровне залегания грунтовых вод, что приводит к сезонному переувлажнению почвы, либо ее постоянному подпитыванию в нижней части профиля. Характеризуется присутствием в почвенном профиле признаков оглеения (глееватые почвы). Термин классификационного значения не имеет.

Анаэробная почва (*anaerobic soil*) (от греч. *an-* без, *aer-* воздух, *bios* – жизнь) – почва, формирующаяся в условиях, когда биологические, биохимические и химические процессы протекают при недостатке или отсутствии кислорода воздуха.

Аквальная почва (*aquatic soil, aqueous soil*) (от лат. *aqua* – вода) – термин, иногда употребляющийся для почв, формирующихся под влиянием поверхностных, в том числе паводковых, или грунтовых вод.

Супераквальная почва (*superaquatic soil, superaqualic soil*) (от лат. *supra* – выше и *aqua* – вода) – общеупотребительный термин для почв грунтового увлажнения, нижняя часть которых избыточно увлажняется грунтовыми водами.

Гидроморфная почва (*hydromorphic soil*) (от греч. *hydor*- вода и *morphe* – форма) – 1) термин для почв, формирующихся в условиях аккумулятивных ландшафтов при непосредственном влиянии грунтовых вод на почвообразование. Син.: *гидрогенная почва, полусухопутная почва, грунтовая почва*; 2) термин французской школы для класса почв, формирующихся при постоянном или периодическом воздействии восходящих грунтовых вод на весь профиль либо какую-то его часть.

Болота – к болотам относятся избыточно увлажненные участки суши, имеющие с поверхности слой торфа не менее 0,3 м. При меньшей мощности торфа или его отсутствии избыточно увлажненные территории называются заболоченными землями.

Болотная почва (*bog soil, swamp soil*) – сборный термин для группы разнообразных почв болотных ландшафтов и заболоченных земель, характеризующихся наличием торфяного или гумусового горизонта с поверхности и подстилающего его глеевого горизонта. Син.: *глеевая почва, глей, глейсоль*.

Полуболотная почва (*half bog soil, semibog soil*) – термин для почв, переходных от полноразвитых растительно-наземных автоморфных к болотным гидроморфным, обычно характеризующихся наличием глеевого горизонта в нижней части профиля, связанного с грунтовым увлажнением, как например, дерново-подзолисто-глеевая или серая лесная глеевая почвы.

Заболоченная почва (*wet soil*) – общеупотребительный термин для разнообразных почв, испытывающих периодическое или постоянное переувлажнение, грунтовое или поверхностное, но не дошедших до стадии болотных почв.

Субгидральная почва (*subhydric soil*) – термин для почв, формирующихся при постоянном или периодическом затоплении, особенно распространенный в немецкой школе. Син.: *подводная почва*.

Торфянозем (*peaty earth*) – термин немецкой школы для обозначения торфянисто-глеевых и торфяно-глеевых почв.

Торфяная почва (*peat soil, peat bog soil, bog soil*) – 1) термин в широком понимании для всех болотных и полуболотных почв, имеющих на поверхности слой торфа той или иной мощности; 2) термин в узком, более строгом понимании для болотных почв, имеющих на поверхности слой торфа мощностью более 50 см.

Очес торфяной (*tir*) – термин для слаборазложившегося верхнего слоя торфа верхового сфагнового болота.

Торф (*peat, turf, divot*) – органогенная горная порода или почвенный горизонт, образующийся в результате неполного разложения растений в болотах и болотных почвах в условиях сильного увлажнения при недостаточном доступе воздуха.

Перегной (*muck, mould*) – 1) общеупотребительный термин для мертвого органического вещества, находящегося в различной степени разложения; в этом широком понимании термин включает самые различные образования, такие как гумус, компост, подстилку, сильно разложившийся торф и т. д.; 2) термин для слоя мертвого органического вещества со степенью разложения более 45 %.

Перегнойно- ... почва (*humus-, humic, muck- ... soil*) – 1) термин для обозначения обычно переувлажненных почв, характеризующихся высоким содержанием гумуса (более 12–20 %), как например, перегнойно-глеевая почва, перегнойно-подзолистая поверхностно-глеевая почва, перегнойно-подзолистая грунтово-глеевая почва и др.; 2) термин русской школы для вида дерново-карбонатных почв, содержащих более 12 % гумуса в горизонте А (перегнойно-карбонатная почва).

Сапропель, гиттия – термины, часто используемые для характеристики почвообразующих пород гидроморфных почв.

Сапропель (*sapropel*) – органический ил, вязкие илистые отложения, образующиеся на дне застойных водоемов в результате перегнивания остатков растительных и животных организмов, преимущественно в анаэробных условиях.

Гиттия (*gyttja*) (от шведск. *gyttja* – ил) – термин, часто употребляемый в западно-европейской литературе для богатых органическим веществом подводных илистых почв серого или черного цвета, формирующихся в анаэробных условиях прибрежных территорий; термин используется также и для донных озерных илов. Син.: *сапропель*.

7.2.1. Луговые (Лг) и лугово-болотные (Бл) почвы

Луговая почва (*meadow soil*) – 1) общеупотребительный термин для темноокрашенных сильногумусированных почв влажных пойменных лугов различного строения (пойменная луговая почва, пойменная дерново-луговая); 2) термин русской школы (1967) для типа почв степной зоны с преобладающим развитием дернового и глеевого процессов в результате повышенного поверхностного обводнения и постоянной связи с грунтовыми водами, стоящими на глубине 1–3 м; почвы распространены по понижениям рельефа на недренированных равнинах и характеризуются наличием глеевого горизонта в нижней части профиля; 3) термин русской школы (1967) для подтипа луговых почв степной зоны, формирующихся при уровне грунтовых вод 1,5–3 м и имеющих оглеение в нижней части профиля.

Лугово-болотная почва (*meado-swamp soil*) – термин русской школы (1967) для почв длительного грунтового увлажнения с практически постоянной капиллярной каймой на их поверхности и ежегодным затоплением более 1 месяца; почвы распространены в глубоких понижениях на плоских равнинах и на террасах рек степной зоны с грунтовыми водами ближе 1,5 м; они характеризуются присутствием по всему профилю оглеения, профилем А₀-А₁-G, в котором верхняя часть органогенного слоя торфянистая или пере-

гнойная; в сухие годы возможно выпадение болотной растительности и замена ее на луговую, появление засоления, солонцеватости, осолодения.

В Классификации-1977 к луговым отнесены почвы, развивающиеся в степной и лесостепной зоне в условиях повышенного поверхностного обводнения и постоянной связи с почвенно-грунтовыми водами, вне речных пойм. Формируются под луговой растительностью, нередко в ассоциацию входят древесно-кустарниковые породы. По степени увлажненности луговые почвы делятся на подтипы:

- луговые (собственно) A–ABca–(Bg,ca)–Cg,ca;
- влажно-луговые A (Ag)–ABg,ca–(Bg,ca)–Cg,ca.

К лугово-болотным отнесены почвы, характеризующееся оглеением всего профиля и отсутствием или малой мощностью торфяного горизонта (менее 20 см), что отделяет эти почвы от болотных торфяных почв. Профиль: A₀–A₁(A₀A₁) Bg–Cg–G, где

A₀ – оторфованный горизонт, разной степени разложенности (нередко отсутствует);

A₁(A₀A₁) – гумусовый или перегнойно-гумусовый горизонт, мажущийся, с ржавыми пятнами и органо-железистыми образованиями.

По характеру верхнего горизонта лугово-болотные почвы делятся на подтипы: перегнойные и иловатые.

Луговые почвы Иркутской области формируются чаще всего по линейно вытянутым отрицательным формам рельефа – днищам падей. Почвы часто бывают переувлажнены, из нижней части профиля сочится вода. Степень переувлажнения зависит от остепнения территории, крутизны тальвега падей. Увлажненность луговых почв существенно колеблется в зависимости от сезона и погодных условий, так как пади аккумулируют поверхностные и внутрипочвенные стоки с примыкающих пространств, а по днищам падей идет активный сброс влаги в гидрографическую сеть.

Профиль луговых почв региона: (O)–Ad–A–AB–Bg–(BCg)–Cg(G). Присутствие горизонта O отмечается в залесенных падах. Карбонаты в профиле луговых почв часто отсутствуют. Почвы имеют слабовыраженный горизонт B, по сути являющийся переходным к более оглеенной породе.

Лугово-болотные почвы в Иркутской области имеют меньшее распространение, чем луговые. Они приурочены к менее дренированным позициям, формируются вокруг болот и занимают отдельные, часто приустьевые, участки днищ падей с пологим тальвегом. Кроме лугово-болотных почв выделяются также аллювиальные лугово-болотные почвы, которые широко распространены в Присянье и на севере области. Для аллювиальных почв характерно периодическое поступление на поверхность почвы с паводковыми водами пылевато-глинистых частиц. В результате в поймах создаются условия для развития иловатых лугово-болотных почв.

В Систематическом списке почв Иркутской области принято то же разделение луговых и лугово-болотных почв на подтипы, что и в Классификации-1977.

Названия типов «луговые» почвы, «лугово-болотные» почвы являются ландшафтными и не соответствуют принципам Классификации-2004. Так как основными морфологическими признаками луговых почв является хорошо выраженный темный гумусовый горизонт или перегнойный горизонт и заметное оглеение, начиная с нижней части гумусового горизонта и далее по всему профилю, то подобные почвы отнесены к отделу гидрометаморфических, типу гумусово-гидрометаморфических AUq-Q-CQ (бывшие луговые почвы) и типу перегнойно-гидрометаморфических H-Q-CQ (бывшие лугово-болотные почвы) (табл. 25).

Таблица 25

**Корреляция номенклатуры и таксономии
луговых (Лг) и лугово-болотных (Бл) почв**

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: луговые Лг (O)-Ad-A-AB-Bg-(BCg)-Cg(G)	Отдел: глеевые почвы Тип: темногумусовые глеевые AU-G-CG Отдел: гидрометаморфические Тип: гумусово-гидрометаморфические AUq-Q-CQ
Тип: лугово-болотные Бл OA(AT)-Ag-ABg-Bg-G	Отдел: глеевые почвы Тип: перегнойно-гумусовые глеевые H-AU-G-CG(ca) Частично Тип: перегнойно-глеевые H-G-CG Отдел: гидрометаморфические Тип: перегнойно-гидрометаморфические H-Q-CQ
Подтипы:	Подтипы:
Лг – луговые (собственно) (имеют горизонт Cg) Лгg – влажно-луговые (имеют горизонт G)	типичные AU-G-CG; AUq-Q-CQ
Бл ^п – лугово-болотные перегнойные OA-AT-Ag-ABg-Bg-G	типичные H-AU-G-CG(ca); H-G-CG; H-Q-CQ
Бл ^п – лугово-болотные иловатые Ag-ABg-Bg-G	иловато-перегнойные: Hmr-G-CG; Hmr-AU-G-CG(ca); Hmr-Q-CQ
Роды:	Подтипы:
Лг ^б , Бл ^б – выщелоченные (карбонаты появляются в горизонт BCg, Cg или G)	типичные: AU-G-CG; H-AU-G-CG(ca); H-G-CG; AUq-Q-CQ; H-Q-CQ
Лг ^к , Бл ^к – карбонатные (карбонаты с поверхности или в горизонте A)	омергеленные (подтипы почв отдела гидрометаморфических) – гидрогенные карбонаты присутствуют с верхнего горизонта: AU-Qml-CQ; H-Qml-CQ

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Лг, Бл – обычные (карбонаты появляются с горизонта Вg)	омергеленные (подтипы почв отдела глеевых) – гидрогенные карбонаты в подгумусовой части профиля: AU–Gml–CG; H–Gml–CG; H–AU–Gml–CG(ca)
Лг ^б , Бл ^б – бескарбонатные (карбонаты отсутствуют)	не предусмотрены
Лг ^{сч} , Бл ^{сч} – солончаковатые (засоление с поверхности)	засоленные: Hs–AU _s –G–CG(ca); AU(s)–Q _s –CQ(s); H–Q _s –CQ _s
Лг ^{гсч} , Бл ^{гсч} – глубинносолончаковатые (засоление появляется в средней или нижней части почвенного профиля)	Вид: глубокосолончаковатых (верхняя граница солевого горизонта 80–150 см)
–	Подтипы, ранее как роды не выделявшиеся: солонцеватые H–AU _{sn} –G–CG(ca); AU–AU _{sn} –Q–CQ осолоделые H–AU _e –G–CG(ca); AU–AU _e –Q–CQ слиitizedированные AU–AU _v –Q _v –CQ
Виды луговых почв (разделение лугово-болотных почв на виды не разработано):	Виды выделяются по степени засоления почв
1) по содержанию гумуса в горизонте Ad(A): - Лг ₁ – малогумусные (менее 4 % гумуса) - Лг ₂ – среднегумусные (4–6 % гумуса) - Лг ₃ – многогумусные (более 6 % гумуса) 2) по мощности гумусовой толщи (Ad+A+AB): - Лг [’] – маломощные (менее 40 см) - Лг [”] – среднемощные (40–80 см) - Лг ^{'''} – мощные (более 80 см)	–

7.2.2. Группа типов болотных почв

В Классификации-1977 выделяется два типа болотных почв: болотные низинные и болотные верховые, различающиеся по гидрологическому режиму (атмосферное или грунтовое избыточное увлажнение), характеру органических веществ, их зольности (высокозольный торф болотных низинных почв, низкозольный торф болотных верховых почв), характеру миграции и аккумуляции минеральных веществ.

И в том и другом типе выделяются по два подтипа: торфяно-глеевые (в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке мощность торфа до 20–30 см, в других регионах – до 50 см) и торфяные (торф более 30 см – в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке и более 50 см в других регионах). Меньшие количественные показатели, предусмотренные для болотных почв Сибири и

Дальнего Востока, вероятно, обусловлены преобладанием в почвах названных регионов органогенных горизонтов малой мощности. Можно предполагать, что в исследуемом регионе наращивание мощности торфа тормозится низкими температурами и подстилающей реликтовой многолетней мерзлотой.

Болотная низинная почва (*black bog soil, flat bog soil, low moor soil, low-land bog soil, low-level bog soil*) – термин русской школы (1967) для типа торфяных и торфяно-глеевых почв низинных болот. Син.: *торфяная болотная низинная почва*.

Болотная верховая почва (*high moor soil, upland soil, raised moss soil*) – термин русской школы (1967) для торфяно-глеевых и торфяных почв верховых болот, составляющих один почвенный тип. Син.: *торфяная болотная верховая почва*.

Типы болотных низинных и верховых почв имеют сходное строение почвенного профиля: T-(A)-(Bg)-G и одинаковые подтиповые выделения, диагностическим признаком которых считается мощность торфа:

- **торфяно-глеевые** – мощность торфа менее 50 см;

- **торфяные** – мощность торфа более 50 см. В зависимости от мощности органогенной толщи подтип торфяные почвы делится на виды: на мелких торфах (50–100 см), на средних торфах (100–200 см), на глубоких торфах (>200 см).

В Иркутской области болотные почвы имеют значительные площади лишь в Предсаянье (на плоских озерно-аллювиальных равнинах внутренних дельт) и на равнинном севере – вдоль долины Нижней Тунгуски и ее притоков (на участках плато с почти плоскими междуречьями).

На остальной хорошо расчлененной части региона болотные почвы имеют спорадическое распространение и занимают небольшие площади в пределах отрицательных форм рельефа (опущенные тектонические блоки, межгорные котловины, устья малых рек и падей, притеррасные участки пойм). В связи с расчлененностью рельефа в эти отрицательные формы поступает большое количество минерального материала, смытого с окружающих склонов. Этим объясняется тот факт, что мелкие контуры болотных почв можно относить к минеральным болотным почвам.

Болотная минеральная почва (*mineral bog soil*) – термин немецкой школы для болотных почв без торфяного горизонта, включает гумусово-глеевые, дерново-глеевые, иловато-глеевые и др. почвы. Рассматривается как самостоятельный тип в учебнике «Почвоведение» (Ч. 2, 1988, с. 46). Профиль: (AT)-A-(Bg)-G. Сюда же может быть отнесена болотная низинная делювиально-заиленная почва термин русской школы (1967), ранее используемый для рода болотных почв речных долин, балок и логов, обогащенных илом в верхних горизонтах.

Таким образом, в Иркутской области в группу болотных почв входят: 1) болотные минеральные почвы и 2) болотные органогенные почвы. Почвы низинных болот могут быть как минеральными, так и органогенными, поэтому они объединены в Систематическом списке в один тип болотных ни-

зинных почв и различаются в нем на уровне подтипов: все почвы верховых болот – органогенные и рассматриваются в качестве самостоятельного типа.

В южной части Иркутской области на освоенных территориях встречаются в основном болотные низинные почвы (рис. 33 А, Б), тогда как болотные верховые почвы приурочены, главным образом, к северным территориям, а потому в Систематическом списке не рассматриваются.

Тип болотные низинные почвы делится на два подтипа: минеральные и органогенные. Возможно выделение следующих родов почв:

БН обычные (*ordinary*) – профиль: Ag(AT)(T)–G;

БН гумусово-железистые (*humus-iron*) формируются на песчаном субстрате, имеют под горизонтом Т коричневый или ржаво-коричневый, обогащенный железом горизонт;

БН карбонатные (*calcareous*) – формируются при заболачивании жесткими грунтовыми водами, связанными с выходами карбонатных пород.

БН солончаковатые (*saline*) – формируются при заболачивании сильно минерализованными водами;

БН оруденелые (*limonitized*) – болотные низинные почвы, имеющие в профиле скопление железистых конкреций или ржаво-коричневую окраску и содержащих более 5 % железа.

Подтип болотные низинные минеральные почвы (БН^{III}) в зависимости от степени заиленности и степени развития органогенных горизонтов, согласно общепринятым представлениям, делится на виды:

- иловато-глеевые (*silty-gley*) почвы, низкогумусные, оглеенные с поверхности, в международной номенклатуре эти почвы получили название *глейсолей*, а в СССР иногда называются *глееземами*;

- дерново-глеевые (*sod-gley*) почвы с содержанием органического вещества до 15 %;

- перегнойно-глеевые (*muck-gley*) почвы с содержанием органического вещества более 15–20 % при песчаном субстрате и более 30 % – при глинистом, причем органическое вещество имеет степень минерализации более 45 %.

Подтип болотные низинные органогенные (БН^I) делится на виды по мощности торфяного горизонта:

- торфянисто-глеевые (горизонт Т менее 30 см);

- торфяно-глеевые (горизонт Т 30–50 см);

- торфяники (горизонт Т более 50 см).

В Классификации-2004 номенклатура «болотные» почвы, ранее используемая в Классификации-1977, не приемлема, поскольку в основе своей опирается на ландшафтную принадлежность, а не на собственные отличительные свойства почв. Отличительными свойствами почв являются органоминеральные или торфяные горизонты в верхней части профиля и оглеенность всей минеральной части профиля (табл. 26).

Если мощность торфа превышает 50 см, то почвы относятся к стволу органогенных, если горизонт Т меньше 50 см или горизонт Т вообще отсутствует, а вместо него развиваются органоминеральные горизонты, то почвы относятся к стволу постлитогенных.

Корреляция номенклатуры и таксономии болотных низинных (БН) почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: болотные низинные почвы (Т)–(АТ)–(Аg)–G Подтипы: БН _г – минеральные Аg(АТ)–G БН _т – органогенные Т–G	Ствол: постлитогенные Отдел: глеевые Отдел: гидрометаморфические
Подтип:	Типы:
БН _г – болотные низинные минеральные – Аg(Аd)(АТ)–G	Типы отдела глеевые: глееземы О–G–CG глееземы криометаморфические О–G–CRM–C(g) частично темногумусовые глеевые АU–G–CG частично перегнойно-глеевые БН–G–CG Типы отдела гидрометаморфические: час- тично перегнойно-гидрометаморфические Н–Q–CQ
Роды:	Подтипы:
БН _г – обычные (карбонаты отсутствуют или появляются в горизонте G в не- значительном количестве)	типичные О–G–CG; О–G–CRM–C(g) АU–G–CG; Н–G–CG
БН _г ^к – карбонатные, карбонаты по все- му профилю	типичные АU _q –Q–CQ омергеленные АU _q –Q _{ml} –CQ; Н–Q _{ml} –CQ
БН _г ^{сч} – солончаковатые, содержат лег- корастворимые соли	засоленные АU(s)–Qs–CQ(s); Н–Qs–CQs
БН _г ^{fc} – оруденелые – результат гидро- генной аккумуляции железа (охристо- бурые полосы, линзы, обилие конкреций), характерны для почв на песках	криогенно-ожелезненные О–G _{cf} –G–CG; О–G _{cf} –CRM–C(g) – образу- ются в связи с подтягиванием железа к фрон- там промерзания, сизо-голубой глеевый го- ризонт оказывается отороченным снизу и сверху охристой каймой
	Подтипы, ранее как роды не выделявшиеся: грубогумусированные О _{ao} –G–CG; О _{ao} –G–CRM–C(g) перегнойные О _h –G–CG; О _h –G–CRM–C(g) оподзоленные О–G _e –G–CG; О–G _e G _t –CRM–C(g) потечно-гумусовые О–G _{hi} –G–CG иллювиально-ожелезненные О–G _f –G–CG криотурбированные О–G _{ctr} –CG; О–G _{ctr} –CRM–C(g)

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Виды:	По характеру верхнего горизонта деление будет на уровне типов
1) по характеру верхнего горизонта:	
БНг ^{нр} – иловато-глеевые Ag–G	глееземы O–G–CG; глееземы криометаморфические O–G–CRM–C(g)
БНг ^д – дерново-глеевые Ad–G	частично темногумусовые глеевые AU–G–CG
БНг ^п – перегнойно-глеевые AT–G	частично перегнойно-глеевые H–G–CG и перегнойно-гидрометаморфические H–Q–CQ
2) по степени гумусированности Ag и Ad:	Разделение не предусмотрено
БНг ₁ ^{нр} , БНг ₁ ^д – светлые менее 4 % гумуса) БНг ₂ ^{нр} , БНг ₂ ^д – темные более 4 % гумуса)	–
Подтип:	Разделение на уровне стволов, отделов, типов по мощности органогенных горизонтов:
БНг – болотные низинные органогенные T–G	Ствол: постлитогенные Отдел: глеевые Тип: торфяно-глееземы Ствол: органогенные Отдел: торфяные
Виды:	
1) по мощности торфянистого горизонта:	
БНг [′] – торфянисто-глеевые (горизонт T < 30 см)	Тип: торфяно-глееземы (горизонт T до 50 см) T–G–CG Подтип: типичные Виды: мелкоторфянистые (горизонт T 10–20 см), торфянистые (горизонт T 20–30 см)
БНг [″] – торфяно-глеевые (горизонт T 30–50 см)	Тип: торфяно-глееземы (горизонт T до 50 см) T–G–CG Подтип: типичные Вид: торфяные (горизонт T 30–50 см)
БНг ^{″″} – торфяники (горизонт T > 50 см)	Ствол: органогенные Отдел: торфяные Тип: торфяные эутрофные (для низинных болот) TE–TT
2) для торфяников по мощности торфяного слоя, см: - на мелком торфе – 50–100 см - на среднем торфе – 100–200 см - на глубоком торфе – более 200 см	Виды по мощности торфяной толщи (для ствола органогенных почв): - маломощные 50–100 см - среднемощные 100–200 см - мощные > 200 см
2) по степени разложения торфа: - БНг – обычные (неразложненные) - БНг ^п – перегнойные	Виды по степени разложения торфа (%): - торфяные <25 % - перегнойно-торфяные 25–50 % - торфяно-перегнойные 50–75 % - перегнойные >75 %

В стволе органогенных почв торфяная залежь глубже 50 см считается почвообразующей органогенной породой и обозначается индексом ТТ. Органогенные почвы представлены двумя отделами: отдел торфяные почвы (естественные почвы) и отдел торфоземы (освоенные почвы). В зависимости от характера торфа естественные почвы делятся на типы: торфяные олиготрофные – ТО–ТТ, торфяные эутрофные – ТЕ–ТТ и сухоторфяные – ТЈ–ТТ–Д.

В стволе постлитогенных почв особенности оглеенности положены в основу выделения отдела глеевых почв (горизонт G) и отдела гидрометаморфических почв (горизонт Q), а различия в характере верхних горизонтов – в основу разделения почв этих отделов на типы.

Отдел глеевые почвы – оглеение проявляется в холодных голубовато-зеленоватых и сизых тонах окраски и является результатом восстановления железа преимущественно в кислой среде в условиях периодического застойного переувлажнения.

Типы естественных почв отдела глеевых: глееземы – O–G–CG, глееземы криометаморфические – O–G–CRM–C(g), торфяно-глееземы – T–G–CG, темногомусово-глеевые – AU–G–CG, перегнойно-глеевые – H–G–CG, перегнойно-гумусово-глеевые – H–AU–G–CG(ca).

Отдел гидрометаморфические почвы – восстановительные процессы происходят в условиях преимущественно щелочной рН и в присутствии карбонатов, иногда гипса и легкорастворимых солей; гидрометаморфизм проявляется в стальных или оливковых тонах окраски, в следах потечности гумуса (грязно-серые потеки), в наличии пропиточных форм карбонатов, карбонатных конкреций и сегрегаций, повторяющих формы трещин и пустот.

Типы естественных почв отдела гидрометаморфических: гумусово-гидрометаморфические почвы – AUq–Q–CQ, перегнойно-гидрометаморфические почвы – H–Q–CQ.

7.2.3. Аллювиальные почвы

Аллювиальная почва (*alluvial soil*, от лат. *alluvio* – нанос, намыв) – общеупотребительный термин для группы почв или для сборного понятия почв, формирующихся в речных поймах и дельтах на современных аллювиальных отложениях. Син.: *пойменная почва, наносная почва, дельтовая почва.*

Аллювий – отложения, переносимые и откладываемые текущей водой. Различают пойменную, русловую и старичную фации аллювия.

Аллювий пойменный – аллювиальные осадки, образующиеся на поверхности поймы путем оседания взвешенной в полной воде мути, имеют преимущественно супесчано-суглинистый состав.

Аллювий русловый – аллювиальные осадки, транспортируемые и отлагаемые в русле реки или другого водотока, а также осадки, слагающие русловые отмели, острова и косы. Отложения представлены в основном косо-слоистыми песками и галечником.

Аллювий старичный – отложения, накапливающиеся в старицах, представлены озерными осадками, смешанными с аллювием, приносимым рекой во время половодья, а также с органическими остатками. Старичные отложе-

ния имеют преимущественно суглинисто-глинистый состав и высокое содержание органического вещества.

Классификация-1977. Аллювиальные почвы представлены группой типов, развивающихся в условиях пойм и дельт и характеризующихся периодическим (зачастую регулярным) затоплением и отложением на поверхности почв аллювиального наноса – наилка. То есть отложение нового осадка и почвообразование развиваются практически одновременно, точнее, попеременно, при этом интервал, в течение которого происходит отложение осадка (в результате подъема воды в половодья, паводки, наводнения), во много раз короче интервала, когда развивается почвообразование. Такие почвы в Классификации-2004 отнесены к стволу синлитогенных.

По особенностям аллювиального осадконакопления, характеру водного режима, растительности и строению профиля пойменные почвы в Классификации-1977 делятся на три группы: дерновые, луговые, болотные.

Дерновые – почвы приурочены к прирусловой наиболее приподнятой части поймы, сложенной наносами легкого грансостава (преимущественно песками и супесями), где уровень грунтовых вод понижен, а почвы характеризуются провальной фильтрацией и потому процессы оглеения здесь практически не развиваются.

Луговые – почвы, приуроченные к центральной части поймы, развиваются в условиях близкого залегания грунтовых вод (уровень грунтовых вод 1–2 м), профиль почв в нижней части оглеен, на центральной пойме аккумулируются наносы преимущественно суглинистого состава, все это благоприятствует развитию луговой растительности и накоплению в почвах значительного количества гумуса.

Болотные – почвы, развиваются на пониженных участках пойм, в частности на притеррасной пойме, в условиях избыточного увлажнения, что приводит к накоплению неразложившихся и полуразложившихся растительных остатков.

Разделение аллювиальных дерновых и луговых почв на типы в Классификации-1977 проведено по степени насыщенности основаниями: дерновые: кислые, насыщенные, карбонатные; луговые: кислые, насыщенные, карбонатные. Разделение аллювиальных болотных почв на типы проведено по характеру верхних гумусовых и органогенных горизонтов: лугово-болотные, иловато-перегнойно-глеевые, иловато-торфяные.

Систематический список почв Иркутской области. Поскольку в полевых условиях разделение почв на типы по степени кислотности и насыщенности основаниями не представляется возможным, то в практике картографирования почв Иркутской области принято классификационное разделение аллювиальных почв только на основе морфологических показателей. В Систематическом списке в группе аллювиальных почв выделяются два типа: аллювиальные дерновые и аллювиальные луговые почвы. Типы аллювиальные лугово-болотные почвы и аллювиальные болотные почвы рассматриваются как лугово-болотные и болотные низинные.

Аллювиальные дерновые почвы – формируются в основном на прирусловой части поймы, на пойменном аллювии супесчаного и песчаного состава, хорошо дренируются и не имеют заметного оглеения. Пойменный аллювий обычно имеет хорошо выраженную субгоризонтальную слоистость (слоичатость), связанную с генезисом отложений. Но, кроме того, профиль почв может иметь педогенную слоистость, т. е. погребенные гумусовые горизонты. Горизонты В отсутствуют, так как не успевают формироваться. Такие почвы относятся к подтипу слоистых (рис. 33).

Аллювиальные луговые почвы не имеют развитого горизонта В, но могут иметь переходный горизонт АВ или слабовыраженный горизонт В, характеризуются оглеенностью нижней части почвенного профиля, формируются преимущественно в центральной пойме на отложениях суглинистого и глинистого состава. В профиле почв может присутствовать один или несколько погребенных гумусовых горизонтов (подтип – слоистые).

Классификация-2004. Аллювиальные почвы рассматриваются на правах отдела в створе синлитогенных почв. Типы выделяются в зависимости от характера верхнего горизонта (АУ, АУ, Н, Т) и степени оглеения, гидрометаморфизма и слитости (С, G–CG, Q–CQ, V). Выделено 7 типов естественных аллювиальных почв. Среди них: три типа без существенного оглеения: аллювиальные серогумусовые АУ–С[~], аллювиальные темногумусовые АУ–С[~], аллювиальные слитые АУ–V–С[~], четыре типа избыточно увлажненных почв: аллювиальные серогумусовые глеевые АУ–G–CG[~], аллювиальные темногумусовые гидрометаморфические АУ–Q–CQ[~], аллювиальные перегнойно-глеевые Н–G–CG[~], аллювиальные торфяно-глеевые Т–G–CG[~] (табл. 27).

Таблица 27

Корреляция номенклатуры и таксономии аллювиальных (А) почв

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Тип: аллювиальные дерновые Ад Ад–(А)–(АВ)–(В)–С	Ствол: синлитогенные Отдел: аллювиальные
Подтипы:	Типы, подтипы:
Ад – неслоистые (обычные) Ад–(А)–(АВ)–(В)–С	аллювиальные серогумусовые, подтип: типичные АУ–С [~] аллювиальные темногумусовые, подтип: типичные АУ–С [~]
Ад _{сл} – слоистые Ад–AC–C–[A]–C–[A]–C	Погребенные гумусовые горизонты выделяются при полевом описании, но в типовую формулу профиля не включаются
Ад _{пр} – примитивные (горизонт А плохо развит, почвы мало гумусные, на виды не подразделяются)	Ствол: синлитогенные Отдел: слаборазвитые Тип: аллювиальные слоистые W–С [~]
Тип: аллювиальные луговые Ал Ад–(А)–(АВ)–В(g)–C(g)	Ствол: синлитогенные Отдел: аллювиальные

Систематический список почв Иркутской области	Классификация почв России, 2004 г.
Подтипы:	Типы, подтипы:
Ал – неслоистые (обычные) Ad-(A)-(AB)-B(g)-C(g)	аллювиальные серогумусовые, подтип: глееватые AY(g)-Cg [~] аллювиальные темногумусовые, подтип: глееватые AU(g)-C(ca)g [~]
Ал _{сл} – слоистые Ad-A-(AB)-C(g)-A(g)-(Bg)-(ACg)-Cg	Погребенные гумусовые горизонты выделяются при полевом описании, но в типовую формулу профиля не включаются
Роды:	Типы, подтипы:
Ад ^б , Ал ^б – бескарбонатные	аллювиальные серогумусовые, подтип: типичные AY-C [~] , оподзоленные AYe-C [~] , глееватые AY(g)-Cg [~]
Ад ^в , Ал ^в – выщелоченные (карбонаты ниже гумусового горизонта)	аллювиальные темногумусовые, Подтип: типичные, глееватые AU-C(ca) [~] , AU(g)-C(ca)g [~]
Ад ^к , Ал ^к – карбонатные (карбонаты с поверхности или в горизонте А)	аллювиальные темногумусовые, подтип: гидрометаморфизованные AU-AU(q)-C(ca)q,(ml) [~]
Ад ^{сч} , Ал ^{сч} – солончаковатые	аллювиальные темногумусовые, подтип: засоленные AU(s)-C(ca) [~]
Ад ^г , Ал ^г – галечниковые (галечник в верхнем полуметре)	Не предусмотрены
Виды:	Виды:
1) по содержанию гумуса в горизонте А, %: - Ад ₁ , Ал ₁ – малогумусные <3 % - Ад ₂ , Ал ₂ – среднегумусные 3–5 % - Ад ₃ , Ал ₃ – многогумусные >5 %	1) по содержанию гумуса в гумусовом горизонте, % (единая шкала для разных типов почв): - очень слабо гумусированные <0,5 % - слабо гумусированные 0,5–1,5 % - мало гумусированные 1,5–3,0 % - среднегумусированные 3,0–5,0 % - сильно гумусированные 5,0–8,0 % - тучные >8 %
2) по мощности приповерхностной гумусированной толщи (Ad+A+AB): - Ад, Ал – укороченные <20 см - Ад', Ал' – маломощные 20–40 см - Ад'', Ал'' – среднемощные 40–80 см - Ад''', Ал''' – мощные >80 см	2) по мощности гумусированных горизонтов (единая шкала для разных типов почв): - крайне мелкие <10 см - мелкие 10–20 см - среднемелкие 20–30 см - маломощные 30–50 см - среднемощные 50–80 см - мощные 80–120 см - сверхмощные >120 см

Расчлененный рельеф, многообразие коренных пород, географическое положение в центре азиатского материка на стыке ряда природных зон определили разнообразие почв Иркутской области. Здесь представлены все основные типы почв, характерные для таежных, лесостепных и степных ландшафтов, но при этом почвы региона характеризуются значительной самобытностью.

В отрицательных формах рельефа – на днищах логов, падей и на конусах выноса, развиваются разнообразные молодые аккумулятивные почвы, которые, как и аллювиальные, можно относить к синлитогенным.

На положительных элементах рельефа широкое распространение имеют почвы со слабо выраженным горизонтом В. Особенности их эволюционного развития обусловлены палеогеографическими условиями (запоздалой экспансией лесной растительности) и значительной расчлененностью рельефа, что способствует «омолаживающему» воздействию денудации. Такое почвообразование можно считать синденудационным.

Наибольший интерес для классификации представляют почвы, с так называемым полноразвитым профилем, выделяемые как дерново-подзолистые, серые лесные, черноземы, каштановые и др. Они приурочены к террасам, средним и нижним частям склонов, уплощенным вершинам водоразделов. Однако, несмотря на морфологический облик данных почв, схожий с обликом соответствующих типов, реальные свойства региональных почв не соотносятся со свойствами, характерных для данных типов.

Например, верхний горизонт дерновых лесных, дерново-бурых лесных и других дерновых почв региона (в том числе многих дерново-подзолистых) по внешним признакам соответствует серогумусовому (дерновому) горизонту АУ, но зачастую не отвечает тем аналитическим показателям, которые определены для горизонта АУ (Сгк:Сфк <1, СНО <80 %, рН кислая или слабокислая). Напротив, для дерновых горизонтов многих почв региона характерны следующие свойства: Сгк:Сфк >1, СНО >80 %, рН слабокислая или близкая к нейтральной.

В такой ситуации корреляция регионального систематического списка с Классификацией-2004 может быть выполнена только по формальным признакам, основу которых представляет формула почв. Однако за этой формулой может скрываться разное содержание. Могут существенно различаться химические свойства почв, в том числе тип гумуса, значения рН, СНО, ЕКО, состав обменных катионов и др.

В связи с вышеизложенным, деление минеральных гумусовых горизонтов на АУ, АU, АJ для почв региона явно недостаточно. Требуется индекс для гумусового горизонта, который отражал бы морфологическое сходство дерновых горизонтов почв региона с горизонтом АУ, но, вместе с тем, указывал бы на специфику химических показателей (рН слабокислая до нейтральной, СНО высокая, Сгк:Сфк >1). Нам представляется, что для таких целей наиболее подходит индекс АУи. Однако сложность заключается в идентификации этого горизонта при полевом изучении почв, поскольку априори

учесть специфику химических свойств гумусовых и других горизонтов при морфологическом описании почв практически невозможно, проанализировать все разрезы – невыполнимая задача.

Исходя из этого, на этапе перехода с региональной классификации (Систематического списка) на Классификацию-2004 мы не изменяем индексовку почвенных горизонтов и при корреляции почв опираемся только на легкодоступные диагностические критерии – морфологию типодиагностических горизонтов и генетических признаков.

Современное состояние природных экосистем Прибайкалья по термическому режиму остается близким к критическому, когда даже небольшие понижения температур могут привести к криогенезу и развитию обусловленной ими цепи событий. В Приольхонье, где помимо низких термических показателей отмечается минимальное в регионе количество осадков, лес существует на пределе биогеоценотических возможностей. В этих условиях даже небольшие изменения климатических показателей способны легко нарушить хрупкое равновесие и вызвать катастрофически быструю смену ландшафтов, деградацию древесной растительности, развитие дефляции и криогенеза.

Дестабилизатором обстановки могут выступать антропогенные нагрузки на природу. Не исключено, что масштабы этих нарушений могут превосходить способность многих эндемиков Прибайкалья адаптироваться к слишком стремительному изменению природной среды. Поэтому оценка устойчивости экосистем, должна базироваться не только на современных, но и на палеоэкологических материалах, т. е. опираться на «опыт, поставленный природой» в предыдущие тысячелетия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопрос о возрасте почв остается одним из самых проблемных, дискуссионных и слабоизученных в почвоведении. С появлением многочисленных радиоуглеродных датировок потребовалось новое осмысление ранее полученного материала и гипотетических представлений о возрасте почв, что и начато было И. П. Герасимовым (1968, 1970), но, к сожалению, не получило того резонанса, который требовался для ревизии ряда гипотез, принятых в почвоведении. Наиболее значимая из таких гипотез – концепция постлитогенного образования полноразвитых почв.

В процессе многолетних геоархеологических и хроностратиграфических исследований автором получены многочисленные подтверждения криптосинлитогенного характера почвообразования для полноразвитых почв Прибайкалья, тогда как постлитогенный характер почвообразования оказался более или менее доказуем только для слаборазвитых почв региона.

Нам представляется, что принципиальные различия в морфологии почв, разнесенных в Классификации-2004 по стволам синлитогенных и постлитогенных, связаны с особенностями и скоростью осадконакопления. Во всяком случае, в Прибайкалье почвы, рассматриваемые как синлитогенные, характеризуются неравномерным (импульсивным) характером осадконакопления, тогда как почвы, относящиеся к стволу «постлитогенных», являются по своей сути криптосинлитогенными – с более или менее равномерным и замедленным характером осадконакопления.

Оценивая синлитогенные и криптосинлитогенные почвы с позиций концепции памяти почв (Соколов, Таргульян, 1977; Таргульян, 2005, 2008), можно отметить следующее. При постлитогенном почвообразовании почвенная память и запись может рассматриваться как палимпсестовая (иконоподобная), когда новая запись идет поверх частично или полностью стертой прежней записи. При синлитогенном почвообразовании преимущественное развитие получает книгоподобная память и запись, свойственная осадочным системам, характеризующимся послойным отложением осадка. Однако при криптосинлитогенном почвообразовании на фоне книгоподобного типа записи почвенной памяти развивается и палимпсестовая запись. В итоге дешифрирование записи почвенной памяти существенно усложняется.

Кроме того, при криптосинлитогенном почвообразовании каждый горизонт почвенного профиля проходит только определенный цикл развития, причем каждый вышележащий горизонт имеет меньший цикл развития, чем каждый нижележащий. Цикл развития каждого горизонта начинается с накопления минерального субстрата на поверхности почвы и продолжается после его погребения под новыми наносами, с постепенным затуханием процессов почвообразования на протяжении многих тысяч лет.

Почвообразование в начале цикла (на его первом этапе) является наиболее интенсивным и при его достаточной продолжительности приводит к образованию гумусового (или органогенного) горизонта. В дальнейшем при постепенном погребении под новыми наносами интенсивность гумусообра-

зования угасает, а старый гумус постепенно минерализуется. Исчезновение гумусового пигмента приводит к проявлению тех окрасок, которые характерны для минерального субстрата, в разной степени проработанного процессами почвообразования. В почвах Прибайкалья в подгумусовых горизонтах обычно проявляются буроцветные окраски разной интенсивности, связанные с процессами мобилизации и перераспределением несиликатного железа.

Однако в исключительных случаях можно увидеть реликтовые фрагменты этих гумусовых горизонтов. Такое явление, в частности, изредка наблюдается в древних погребениях. Например, в могильных ямах возрастом около 7 тыс. лет (г. Иркутск, ГАО Локомотив) иногда встречаются фрагменты гумусовых горизонтов почв атлантического возраста. Глыбовый характер фрагментов гумусовых горизонтов дает основание считать, что эти и присутствующие здесь другие фрагменты-глыбы в момент захоронения являлись прочными смерзшимися блоками, что указывает на зимний сезон захоронений. Уровень заложения могильных ям приходится на верхнюю половину бурого горизонта В1 дерновой лесной и дерново-подзолистой почвы. При этом кровля горизонта В1 и вышележащие горизонты не нарушены. Вещественный состав (валовой, минералогический, гранулометрический) гумусовых фрагментов в ямах и горизонте В1 на уровне заложения могильных ям является идентичным. Отличия заключаются в содержании гумуса и обусловленной им окраске.

В синлитогенных почвах при быстром погребении гумусового горизонта под новыми наносами скорость минерализации гумуса резко замедляется, и гумусовые горизонты сохраняют свою морфологическую выразительность. Наносы, разделяющие гумусовые горизонты, накапливались стремительно и в течение очень ограниченного интервала времени. Они не успевали прорабатываться почвообразованием и в большинстве случаев сохранили только информацию о качестве исходного минерального субстрата.

В отличие от постлитогенной гипотезы, предлагаемая автором крипто-синлитогенная гипотеза формирования почвенного профиля полноразвитых почв может быть проверена и уточнена при работе с конкретными разрезами. Стратификация профилей почв Прибайкалья, выполненная с учетом морфогенетических показателей и подтвержденная многочисленными археологическими и радиоуглеродными датировками, в обобщенном варианте выглядит следующим образом.

В профилях естественных ненарушенных почв с хорошо выраженными срединными горизонтами (гор. В) одноименные почвенные горизонты имеют приблизительно одинаковый возраст и содержат, как правило, археологические остатки одновозрастных культур. Возраст субстрата горизонта С – сартанский (возможен возраст и более древний), археологические находки культуры палеолита. Субстрат горизонта В2 – раннеголоценовый возраст, культура мезолита. Субстрат горизонта В1 – среднеголоценовый возраст, культура неолита.

Возраст горизонта А может колебаться в значительных пределах в зависимости от мощности горизонта и типа почв. В черноземах и темно-серых лесных почвах возраст нижней части горизонта А может быть среднеголоценовым, что подтверждает неолитический материал. Средние и верхние части горизонта А имеют позднеголоценовый возраст, причем в средней части горизонта находки, как правило, принадлежат эпохе бронзы, в верхней части – эпохе железа и средневековью.

В лесных почвах с маломощным горизонтом А возраст субстрата этого горизонта позднеголоценовый. Археологические остатки в нижней части горизонта А, а также горизонтах АВ, АЕ, Е, относятся к эпохе бронзы, в верхней задернованной части горизонта А – к палеометаллу и средневековью.

Нам представляется, что почвенный профиль как закономерная хроностратиграфическая последовательность почвенных горизонтов – есть одна из наиболее широко распространенных особенностей педосферы.

Вполне вероятно, что почвы европейской части России и других территорий тоже в большинстве своем могут быть стратифицированы и отнесены к криптосинлитогенным. Об этом, в частности, свидетельствуют разрезы геологических объектов, находящихся в европейской части России. Однако различия в рельефе (в основном равнинный в европейской части России и глубокорасчлененный плоскогорный и горный в рассматриваемом регионе), различия в составе коренных и рыхлых пород, истории гляциалов (наличие или отсутствие покровного оледенения), специфика эволюции климата и ландшафтов оставили в почвах каждого региона свою летопись природных событий. Именно это, на наш взгляд, а не только и не столько современные условия почвообразования, определили различия почв регионов, самобытность почв Прибайкалья и сложность определения их места среди списка почв европейской России.

Рассмотрение строения почв с позиций хроностратиграфии и природной событийности позволяет более полно интерпретировать генезис и эволюцию почв, но вместе с тем влечет за собой переосмысление многих традиционных представлений о почве и методах ее классифицирования.

Благодаря использованию понятия «стратификация почвенного профиля», можно показать, каким образом работает педолитологический подход (педолитологическая модель) в палеогеографическом и палеопедологическом контексте.

Особенности строения почвенного профиля и «почвообразующих» пород, которые при диагностике почв и выяснения их эволюции раньше просто игнорировались, при педолитологическом и событийном подходах выступают как информация, подчас заслуживающая наибольшего внимания. С использованием методов стратиграфии и педолитологии появляется возможность достаточно точно оценить и интерпретировать комплекс прошлых и настоящих условий окружающей среды на основе детального изучения профиля почв и почвообразующих пород, и при этом постоянно отвечать на вопрос: когда происходило то или иное событие, когда в профиле запечатлелось то или иное явление? Выявлено, что минеральный субстрат горизонтов

Вса, ВСса и С, включенный в корнеобитаемый слой и активную зону современного педогенеза, является кроме того зоной плейстоценового педогенеза. Вследствие этого, назрела существенная необходимость дополнения концептуально-понятийного каркаса почвоведения терминами стратиграфии и палеогеографии.

Хроностратиграфический подход существенно расширяет границы почвоведения, одновременно ставя под сомнение множество казавшихся незыблемыми взглядов на генезис тех или иных почвенных горизонтов и на эволюцию почв.

Например: 1) на генезис почв с «элювиальным» горизонтом, поскольку теоретические представления о его генезисе далеко не всегда согласуются с климатическими особенностями времени образования горизонта Е или ЕL; 2) на генезис карбонатных горизонтов в почвах; 3) на генезис оглинённых горизонтов в почвенном профиле; 4) на сущность горизонта С и корректность широкого применения термина «почвообразующая порода» без его верификации и др.

Те особенности почвенного профиля, которые раньше ускользали из круга теоретического анализа (например, описание горизонта С, как правило, безликое, не несущее никакой информации, кроме как о вещественном его составе), потребовали особого внимания и междисциплинарного педолитологического подхода. Стал заметен широко распространенный характер этих отклонений, а сами отклонения стали ожидаемыми феноменами. Оказалось, что именно в них заключена целостная логика самоорганизации почвенного профиля как последовательного, поэтапного разворачивания поступательно идущих процессов накопления минерального субстрата и вовлечения его в почвообразование.

Интересно, что характеристики, которые рассматривались в постлитогенной парадигме как помехи, а потому нередко опускались из описания или просто замалчивались (неоднородности внутри почвенных горизонтов, сложности строения горизонта С), в криптосинлитогенной модели почвообразования приобретают значение важных информационных показателей. Вероятно, в частности, с таких позиций можно оценивать запечатанные в почвах следы сейсмостектонических событий.

Мы считаем, что изучение следов локальных сейсмостектонических событий, их взаимоотношений с крупными структурами (например, с Ангарским и другими разломами) является одним из перспективных направлений междисциплинарных исследований. При этом педолитологический метод в его широком понимании (педолитологический подход + событийный + стратиграфический) может дать очень многое для определения возраста сейсмического события, оценки сейсмодислокаций и объяснение ряда их особенностей. Результаты таких междисциплинарных исследований могут оказать большое влияние на накопление фактического материала, а в итоге на результаты исследования сейсмостектоники позднего плейстоцена и голоцена.

Предлагаемая вниманию специалистов публикация является только начальной ступенью в разработке данной проблемы, и автор надеется, что она

послужит стимулом к продолжению междисциплинарных исследований почв, к сближению почвоведения с геологией, геоморфологией, сейсмоtectоникой, палеогеографией, археологией и другими науками.

Известно, что временной, ретроспективный аспект в геологии считается важнейшим, тогда как в почвоведении, несмотря на то, что почва является одним из элементов геологического разреза субаэральных отложений, стратификация почвенного профиля до сих пор далека от своего решения.

В почвенном профиле и подстилающих рыхлых отложениях отражена история, факторы и механизмы осадконакопления, детально изучаемые методом педолитологии. Следовательно, педолитология, четвертичная геология и частично геоморфология (в плане рельеф и коррелятные ему отложения) опираются на одни и те же фактические данные. Таким образом, педолитология и геология выполняют двуединую задачу познания природной действительности, а соответственно этому должны совместно действовать на междисциплинарном уровне, следуя принципу интеграции, т. е. ни одна из сторон исследований не должна выступать по отношению к другой ни ведущей, ни вспомогательной дисциплиной.

Почвоведение является одной из наук о природе и его участие в расшифровке летописи природно-климатических событий можно считать императивом времени.

Библиографический список

- Англо-русский почвенно-агрохимический словарь. М. : Сов. энцикл., 1967. – 432 с.
Атлас Иркутской области. – М. ; Иркутск, 1962. – 182 с.
- Бердникова Н. Е.* Проблемы изучения «культурного слоя» исторического Иркутска / Н. Е. Бердникова, Г. А. Воробьева, А. В. Аржанникова // Интеграция археологических и этнографических исследований : сб. науч. тр. – Владивосток ; Омск, 2000. – С. 70–72.
- Бердникова Н. Е.* Событийный подход в изучении геoarхеологических объектов / Н. Е. Бердникова, Г. А. Воробьева // Пластинчатые и микропластинчатые индустрии в Азии и Америке : междунар. науч. конф. : материалы. – Владивосток : Изд-во ДВГУ, 2002а. – С. 14–19.
- Бердникова Н. Е.* События и геoarхеологические объекты / Н. Е. Бердникова, Г. А. Воробьева // Археологическое наследие Байкальской Сибири. – Иркутск, 2002б. – Вып. 2. – С. 4–12.
- Бураков К. С.* Запись вариаций геомагнитного поля в химической намагниченности осадочных пород археологического памятника Казачка / К. С. Бураков, И. Е. Начасова, А. Г. Генералов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М. : ОИЗФ РАН, 1996. – С. 15–18.
- Величко А. А.* Эволюция почвообразования в плейстоцене / А. А. Величко, Т. Д. Морозова // Многоликая география: Развитие идей И. П. Герасимова (к 100-летию со дня рождения). – М. : Товарищество науч. изд. КМК, 2005. – С. 65–75.
- Волковинцер В. И.* Степные криоаридные почвы / В. И. Волковинцер. – Новосибирск : Наука, 1978. – 208 с.
- Воробьева Г. А.* Возраст минерального субстрата в профиле почв Прибайкалья по данным археологических и радиоуглеродных датировок / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова, И. Л. Лежненко // Современная Евразия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология : всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения М. М. Герасимова : материалы – Иркутск : Оттиск, 2007. – Т. 1. – С. 138–151.
- Воробьева Г. А.* Возраст почв Прибайкалья // Естественная и антропогенная эволюция почв. – Пушино, 1988. – С. 74–82.
- Воробьева Г. А.* Кислотность лесных почв Приангарья и вопросы палеогеографии / Г. А. Воробьева, А. Б. Раднаев // Актуальные проблемы биологии : юбил. науч. конф. : тез. докл. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 1994. – С. 92.
- Воробьева Г. А.* Культурно-хронологическая периодизация и палеоэкологическая обстановка раннего голоцена Приольхонья / Г. А. Воробьева, О. И. Горюнова, А. Г. Новиков / Современные проблемы археологии России : Всерос. археол. съезд (Новосибирск, 23–28 окт. 2006 г.) : материалы – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2006. – Т. 1. – С. 189–191.
- Воробьева Г. А.* Новая интерпретация особенностей строения и свойств почв Приангарья / Г. А. Воробьева, М. А. Корзун // Проблемы использования и охраны почв Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск : Наука, 1984. – С. 196–200.

- Воробьева Г. А.* Особенности эволюции и генезиса почв Лено-Ангарского плато : дис. ... канд. биол. Наук / Г. А. Воробьева. – Иркутск, 1972. – 216 с.
- Воробьева Г. А.* Особенности эволюции черноземов Прибайкалья / Г. А. Воробьева, А. Г. Сазонов, О. С. Лыков // Проблемы эволюции почв. – Пушино : ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. – С. 178–184.
- Воробьева Г. А.* Палеоклиматические сигналы позднеледникового и раннеголоценового времени в почвах Прибайкалья // Проблемы эволюции почв : четвертая всерос. конф. : тез. докл. – М. : Полтэкс, 2001а. – С. 99–101.
- Воробьева Г. А.* Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона / Г. А. Воробьева, В. Д. Мац, М. К. Шимараева // Геология и геофизика. – 1995. – № 36. – С. 82–96.
- Воробьева Г. А.* Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата : тез. – Иркутск : Лисна, 1994. – Т. 2 : Секция «Глобальные изменения в прошлом». – С. 55.
- Воробьева Г. А.* Палеолитический памятник Макарово IV. Особенности осадконакопления // Байкальская Сибирь в древности. – Иркутск : Иркут. ун-т, 1995. – С. 63–77.
- Воробьева Г. А.* Педолитологический метод в изучении геoarхеологических объектов // Почвы – национальное достояние России : IV съезд Докучаевского об-ва почвоведов : материалы : в 2 кн. – Новосибирск : Наука-Центр, 2004. – Кн. 1. – С. 170–172.
- Воробьева Г. А.* Педолитологический подход в изучении геoarхеологических объектов // Пластинчатые и микропластинчатые индустрии в Азии и Америке : междунар. науч. конф. : материалы. – Владивосток : Изд-во ДВГУ, 2002. – С. 31–35.
- Воробьева Г. А.* Плиоцен-эоплейстоценовое почвообразование на Байкале / Г. А. Воробьева, В. Д. Мац, М. К. Шимараева // Геология и геофизика. – 1987. – № 9. – С. 20–29.
- Воробьева Г. А.* Постлитогенные и синлитогенные почвы: проблемы верификации // Почва как связующее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем : междунар. науч.-практ. конф. : материалы. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2001б. – С. 20–23.
- Воробьева Г. А.* Почвы Прибайкалья как культуровмещающие образования / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова // Проблемы эволюции почв. – Пушино : ОНТИ ПНЦ РАН, 2003а. – С. 47–53.
- Воробьева Г. А.* Природные и культурные феномены Прибайкалья на рубеже плейстоцена и голоцена / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова // Тр. II (XVIII) Всерос. археол. съезда в Суздале. – М. : ИА РАН, 2008. – Т. 1. – С. 53–55.
- Воробьева Г. А.* Природные явления и события в отложениях геoarхеологических объектов / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова // Археология и социокультурная антропология Д. Востока и сопредельных территорий : третья междунар. конф. «Россия и Китай на дальневосточных рубежах». – Благовещенск : Изд-во БГПУ, 2003б. – С. 37–42.
- Воробьева Г. А.* Проблема выделения рубежа плейстоцена и голоцена на территории Байкало-Енисейской Сибири / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова, О. И. Горюнова // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века

- Северной Азии и сопредельных территорий : междунар. симп. : материалы : в 2 т. – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1998. – Т. 2. – С. 37–45.
- Воробьева Г. А.* Ранний-средний голоцен Приольхонья (в свете новых данных) / Г. А. Воробьева, О. И. Горюнова // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий : V годовая итоговая сессия Ин-та археологии и этнографии СО РАН (Декабрь 1997 г.) : материалы – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1997. – С. 179–183.
- Воробьева Г. А.* Реконструкции природных и культурных событий на территории Иркутска : Научно-методические разработки междисциплинарных исследований городского культурного слоя / Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2003в. – 90 с.
- Воробьева Г. А.* Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена юга Средней Сибири // Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири : (К XIII Конгрессу ИНКВА). – Иркутск, 1990. – С. 10–17.
- Герасимов И. П.* Новые подходы и методы определения абсолютного возраста почв // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1968. – № 1. – С. 28–37.
- Герасимов И. П.* Современные представления о возрасте почв // Изв. АН СССР. Сер. биол. – 1970. – № 3. – С. 356–363.
- Голубев В. А.* Геотермия Байкала / В. А. Голубев. – Новосибирск : Наука, 1982. – 150 с.
- Горбачев В. Н.* Генетические и биологические особенности лесных почв Среднего Приангарья / В. Н. Горбачев, Н. Д. Сорокин // О почвах Сибири. – Новосибирск : Наука. – С. 131–145.
- Горшенин К. П.* Почвы южной Сибири (от Урала до Байкала) / К. П. Горшенин. – М. : Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.
- Горюнова О. И.* Археологические комплексы и природная обстановка раннего голоцена Приольхонья (оз. Байкал) / О. И. Горюнова, Г. А. Воробьева // Проблемы истории и культуры кочевых цивилизаций Ц. Азии: междунар. конф. : материалы – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – Т. 1 : Археология. Этнология. – С. 50–55.
- Горюнова О. И.* Новые данные по хронологии многослойных поселений Приольхонья / О. И. Горюнова, Г. А. Воробьева, Л. А. Орлова // Новейшие археологические и этнографические открытия в Сибири : IV годовая итоговая сессия Ин-та археологии и этнографии СО РАН (Декабрь 1996 г.) : материалы. – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1996. – С. 57–60.
- Данько Л. В.* Эоловые отложения межгорных котловин юга Сибири : палеоландшафтные индикаторы опустынивания // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Новосибирск, 19–23 окт. 2009 г.) : материалы. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – С. 174–176.
- Добрецов Н. Л.* Глобальные изменения природной среды / Н. Л. Добрецов, В. И. Коваленко // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 8. – С. 7–29.

- Достовалов Б. Н.* О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов рыхлых пород // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. – М : Изд-во АН СССР, 1952. – Вып. 3. – С. 162–194.
- Завершение раскопок российско-канадской экспедиции в бухте Саган-Заба на Байкале / О. И. Горюнова, А. Г. Новиков, А. В. Вебер, Г. А. Воробьева, Л. А. Орлова // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2008. – Т. 14. – С. 32–35.
- Зубаков В. А.* Глобальные климатические события плейстоцена / В. А. Зубаков. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
- Изох Э. П.* Парадокс возраста тектитов и полей их выпадения // Метеоритика. – 1985. – Вып. 44. – С. 127–134.
- Изох Э. П.* Тектиты Вьетнама : Гипотеза кометной транспортировки / Изох Э. П., Ан Ле Дых // Метеоритика. – 1983. – Вып. 42. – С. 158–169.
- К вопросу об активности Ангарского разлома (на базе комплексного изучения разрезов рыхлых отложений) / А. В. Аржанникова, С. Г. Аржанников, Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова // Тр. III интеграционной междисциплинарной конференции молодых ученых СО РАН и высшей школы (Иркутск, 17–21 окт. 2005 г.). – Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – Т. 1. – С. 16–19.
- Карагодин Ю. Н.* Методологические вопросы исследования структуры лессовых циклитов // Цикличность новейших субаэральных отложений. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – С. 5–14.
- Кинд Н. В.* Геоархеология позднего антропогена по изотопным данным / Н. В. Кинд. – М. : Наука, 1974. – 254 с.
- Классификация и диагностика почв России / авт. и сост. : Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. – Смоленск : Ойкумена, 2004. – 342 с.
- Классификация и диагностика почв СССР / В. В. Егоров [и др.]. – М. : Колос, 1977. – 223 с.
- Кононов Е. Е.* История формирования стока вод Байкала / Е. Е. Кононов, В. Д. Мац // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1986. – № 6. – С. 91–98.
- Копосов Г. Ф.* Генезис почв гор Прибайкалья / Г. Ф. Копосов. – Новосибирск : Наука, 1983. – 256 с.
- Корзун М. А.* Эволюция почвенного и растительного покрова водоразделов северо-западной части Иркутской области / М. А. Корзун, М. В. Фролова, П. К. Ивельский // Почвоведение. – 1969. – № 10. – С. 26–52.
- Корреляция почвенных классификаций / В. Д. Тонконогов [и др.]. – Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2005. – 52 с.
- Кузьмин В. А.* Почвенный покров // Атлас. Иркутская область: экологические условия развития. – М. ; Иркутск, 2004. – С. 40.
- Кузьмин В. А.* Почвы котловин байкальского типа / В. А. Кузьмин. – Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976. – 144 с.
- Кузьмин В. А.* Случай нахождения засоленной почвы под лесом // Почвоведение. – 1962. – № 1. – С. 111–114.
- Куклина С. Л.* Особенности строения отложений геоархеологического объекта Усть-Хайта / С. Л. Куклина, И. В. Стерхова, Е. С. Игумнова // Северная Ев-

- разия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология : материалы всероссийской конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения М. М. Герасимова. – Иркутск : Отгиск, 2007. – Т. 1. – С. 333–339.
- Лебедева И. И.* Память генетических горизонтов и почвенного профиля / И. И. Лебедева, В. Д. Тонконогов // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / отв. ред.: В. О. Таргульян, С. В. Горячкин. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 162–181.
- Лежненко И. Л.* Предварительные итоги исследований многослойного геoarхеологического объекта «Новый ангарский мост» в зоне строительства мостового перехода через р. Ангару в г. Иркутске // Современная Евразия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология : всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения М. М. Герасимова : материалы – Иркутск : Отгиск, 2007. – Т. 1. – С. 364–372.
- Лидер М. Р.* Седиментология. Процессы и продукты : пер. с англ. / М. Р. Лидер. – М. : Мир, 1986. – 439 с.
- Лут Б. Ф.* Геоморфология дна Байкала // Геоморфология дна Байкала и его берегов. – М., 1964. – С. 5–123.
- Макеев О. В.* Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири / О. В. Макеев. – Улан-Удэ : Бурят. кн. изд-во, 1959. – 347 с.
- Мартынов В. П.* О солонцеватости и осолоделости некоторых почв Иркутской области // Изв. СО АН СССР. Сер., биол. – Новосибирск, 1958. – Вып. 2. – С. 129–133.
- Мартынов В. П.* Почвы горного Прибайкалья / В. П. Мартынов. – Улан-Удэ : Бурят. кн. изд-во, 1965. – 165 с.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. – Л. : Недра, 1987. – 308 с.
- Многослойный геoarхеологический объект Усть-Хайта – предварительные данные / Савельев Н. А. [и др.] // Современные проблемы евразийского палеолитоведения : материалы докл. междунар. симпоз., посвящ. 130-летию открытия палеолита в России. – Новосибирск : ИАЭТ СО РАН, 2001. – С. 338–352.
- Морозова Т. Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене / Т. Д. Морозова. – М. : Наука, 1981. – 280 с.
- Надеждин Б. В.* Лено-Ангарская лесостепь (Почвенно-географический очерк) / Б. В. Надеждин. – М. : Изд-во АН СССР, 1961. – 328 с.
- Николаев И. В.* Почвы Восточно-Сибирского края / И. В. Николаев. Иркутск : ОГИЗ, 1934. – 212 с.
- Николаев И. В.* Почвы Иркутской области / И. В. Николаев. – Иркутск : ОГИЗ, 1949. – 403 с.
- Ногина Н. А.* Почвы Забайкалья / Н. А. Ногина. – М. : Наука, 1964. – 314 с.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен : атлас-монография / под ред. А. А. Величко. – М. : ГЕОС, 2009. – 120 с.

- Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / отв. ред.: В. О. Таргульян, С. В. Горячкин. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – 692 с.
- Панков М. М. Око-Ангарский район Иркутской губернии. Предварительный отчет по исследованию почв Азиатской России в 1910 г. / М. М. Панков. – СПб, 1911.
- Питулько В. В. Радиоуглеродный возраст Берелехского комплекса объектов / В. В. Питулько, П. А. Никольский, А. Э. Басилян / Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : VI всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (г. Новосибирск, 19–23 окт. 2009 г. : материалы. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – С. 474–478.
- Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы / А. В. Чипизубов, А. В. Аржанникова, Г. А. Воробьева, Н. Е. Бердникова // Докл. АН. – 2001. – Т. 379, № 1. – С. 101–103.
- Полевой определитель почв России. – М. : Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 2008. – 182 с.
- Почвенная номенклатура на русском и иностранных языках : рекомендации к материалам X Международного Конгресса почвоведов / сост. Б. Г. Розанов. – М., 1974. – Кн. 1. – 483 с.
- Почвоведение : в 2 ч. – М. : Высшая школа, 1988. – Ч. 2: Типы почв, их география и использование. – 368 с.
- Почвы СССР / Т. В. Афанасьева, В. И. Василенко, Т. В. Терешина, Б. В. Шеремет ; отв. ред. Г. В. Добровольский. – М. : Мысль, 1979. – 380 с.
- Прейн Я. П. Очерк почв Балаганского округа // Материалы по исследованию землепользования и хозяйственного быта Иркутской и Енисейской губернии. – 1890. – Т. 2, вып. 5. – С. 64–83.
- Преображенский В. С. Новые вехи на пути географии и прогнозирования / В. С. Преображенский. – М. : Наука, 1993. – С. 8–21.
- Программа почвенной карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 / В. М. Фридланд [и др.]. – М., 1972. – 158 с.
- Продолжение раскопок российско-канадской экспедиции в бухте Саган-Заба на Байкале / О. И. Горюнова, А. Г. Новиков, Г. А. Воробьева, А. В. Вебер, Р. Дж. Лозей, Т. Ю. Номоконова, Л. А. Орлова // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2007. – Т. 13, ч. 1. – С. 212–215.
- Работы Российско-Канадской экспедиции в бухте Саган-Заба на Байкале / О. И. Горюнова, А. Г. Новиков, Г. А. Воробьева, А. В. Вебер // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2006. – Т. 12, ч. 1. – С. 311–314.
- Результаты изучения деформации рыхлых отложений на георхеологических объектах Зиминского и Усольского района / А. В. Аржанникова, Н. Е. Бердникова, Г. А. Воробьева, С. Г. Аржанников // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск : ИЗК СОРАН, 2006. – Вып. 5. – С. 75–85.

- Реконструкция динамики природной среды в голоцене на основе высокоразрешающих пыльцевых записей из бассейна оз. Байкал в контексте возможного влияния этих изменений на условия обитания человека / Е. В. Безрукова [и др.] // Северная Азия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология : всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения М. М. Герасимова : материалы – Иркутск : Оттиск, 2007. – Т. 1. – С. 42–50.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). – Л., 1983. – Ч. 3 : Четвертичная система. – 83 с.
- Селли Р. К. Введение в седиментологию : пер. с англ. / Р. К. Селл. – Лондон, 1977. – М. : Недра, 1981. – 370 с.
- Соколов И. А. Взаимодействие почвы и среды : почва-память и почва-момент / И. А. Соколов, В. О. Таргульян // Изучение и освоение природной среды. – М. : Наука, 1976а. – С. 150–164.
- Соколов И. А. О таежных почвах Забайкалья в связи с проблемой самобытности почв мерзлотно-таежной области / И. А. Соколов, В. О. Таргульян // Почвоведение. – 1976б. – № 8. – С. 20–31.
- Соколов И. А. Взаимодействие почвы и среды : рефлекторность и сенсорность почв области / И. А. Соколов, В. О. Таргульян // Системные исследования природы. – М. : Мысль, 1977. – С. 153–170.
- Соколов И. А. Некоторые теоретические итоги и проблемы изучения почв Восточной Сибири и Дальнего Востока // Почвоведение. – 1991. – № 5. – С. 131–145.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших их исследований. Постановление Межведомственного стратиграфического Комитета и его постоянных комиссий. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – Вып. 38. – 131 с.
- Стратиграфический кодекс России. – Изд. 3-е. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
- Сычева С. А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенно-литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / отв. ред.: В. О. Таргульян, С. В. Горячкин. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 128–161.
- Таргульян В. О. Концепция памяти почв : развитие фундаментальной базы генетического почвоведения // Многоликая география: Развитие идей И. П. Герасимова (к 100-летию со дня рождения). – М. : Товарищество науч. изд. КМК, 2005. – С. 114–131.
- Таргульян В. О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий / отв. ред.: В. О. Таргульян, С. В. Горячкин. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 24–57.
- Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях / В. О. Таргульян. – М. : Наука, 1971. – 268 с.
- Таргульян В. О. Предисловие. Изучение памяти почв и поведения почв во времени – точка роста генетического почвоведения / В. О. Таргульян, С. В. Го-

- рячкин // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / отв. ред.: В. О. Таргульян, С. В. Горячкин. – М. : Изд-во ЛКИ, 2008. – С. 15–19.
- Таргульян В. О.* Развитие почв во времени // Проблемы почвообразования – М. : Наука, 1982. – С. 108–113.
- Тектонические деформации на георхеологических объектах юга Сибирской платформы / А. В. Аржанникова, Н. Е. Бердникова, С. Г. Аржанников, Г. А. Воробьева // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 2006. – Т. 1. – С. 48–53.
- Терминологический словарь по экологии, геоботанике и почвоведению. – Л. : Изд-во Ленинград. ун-та, 1988. – 248 с.
- Тимофеев Д. А.* Терминология перигляциальной геоморфологии / Д. А. Тимофеев, Е. А. Втюрина. – М. : Наука, 1983. – 232 с.
- Толковый словарь по почвоведению. – М. : Наука, 1975. – 286 с.
- Указания по классификации и диагностике почв. – М. : Колос, 1967. Вып. 1: Почвы таежно-лесных областей. – 78 с.
- Указания по классификации и диагностике почв. – М. : Колос, 1967. Вып. 2: Почвы буроземно-лесных областей СССР. – 63 с.
- Указания по классификации и диагностике почв. – М. : Колос, 1967. Вып. 3: Почвы степных областей СССР. – 99 с.
- Уошборн А. Л.* Мир холода. Геокриологические исследования / А. Л. Уошборн. – М. : Прогресс, 1988. – 384 с.
- Формы проявления тектонической активности в рыхлых отложениях и методы их изучения (на примере юга Иркутского амфитеатра) / А. В. Аржанникова, С. Г. Аржанников, Н. Е. Бердникова, Г. А. Воробьева // Современная Евразия в антропогене: человек, палеотехнологии, геоэкология, этнология и антропология : всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения М. М. Герасимова : материалы – Иркутск : Оттиск, 2007. – Т. 1. – С. 29–36.
- Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века) / В. Е. Хаин. – М. : Наука, 1994. – 190 с.
- Харвей Д.* Научное объяснение в географии : пер. с англ. / Д. Харвей. – М. : Прогресс, 1974. – 502 с.
- Шишов Л. Л.* Генетическая классификация почв СССР / Л. Л. Шишов, И. А. Соколов // Почвоведение. – 1989. – № 4. – С. 112–120.
- Christan-Tollmann E.* Der sintflut Impakt / E. Christan-Tollmann, A. Tollmann // Miit. Oster. geol. Ges. – 1991. – Bd. 84. – S. 1–63.
- Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the younger Dryas cooling / R. D. Firestone [et al.] // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2007. – Vol. 104. – P. 16016–16021.

Воробьева Галина Александровна

**ПОЧВА КАК ЛЕТОПИСЬ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ:
ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ**

Монография

ISBN 978-5-9624-0442-4

Редактор: *Э. А. Невзорова*

Макет: *А. В. Врон*

Темплан 2010. Поз. 50.

Подписано в печать 16.06.2010. Формат 60х90 1/16. Печать трафаретная.

Уч.-изд. л. 12,5. Усл. печ. л. 24.0. Тираж 200 экз. Заказ 58.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИРКУТСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36



• А. Дерновая лесная оподзоленная* почва. Окрестности г. Иркутска, Ангаро-Ушаковский водораздел, осиново-березовый лес. В срединной части профиля в гор. В – железистые псевдофибры (ff); в нижней части профиля осветленный (неоглеенный) горизонт – результат горизонтального элювиирования глинисто-железистого вещества верховодкой. Сток верховодки идет по поверхности обезглавленной и солифлюцированной каргинской (kr) почвы (бурый горизонт в низах разреза) (фото Н. Е. Бердниковой)

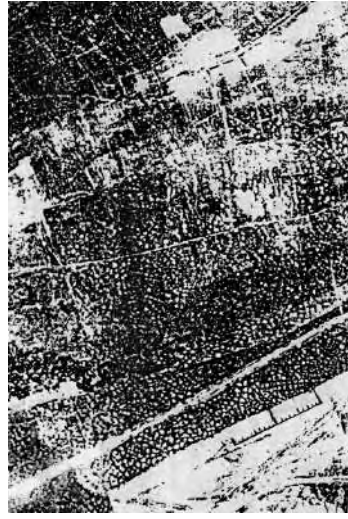
• Б. Чернозем эродированный. Заларинский район, склон, залежь; в левом углу шурфа – гумусированный «карман» (K) – срез периферии посткриогенного гумусового клина; на глубине 0,9–1,2 м – полосчато окрашенный раннесартанский солифлюксий (sol) с седиментами каргинских (kr) почв (фото Н. Е. Бердниковой)



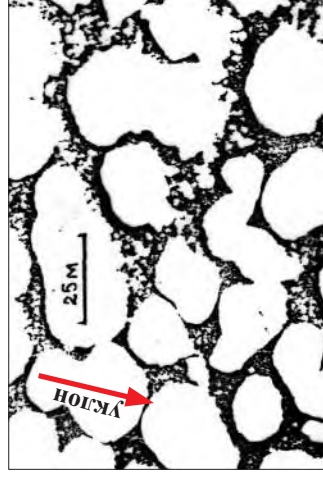
• В. Чернозем. ГАО Мальта, терраса р. Белой с погребенной криогенной структурой, разрывающей сартанскую толщу отложений; контуры четко маркированы сильно гумусированным материалом раннеголоценовой почвы, смытым в устье криогенного клина с его бортов; в правом углу разреза – археологический материал возрастом более 14 тыс. лет (фото Г. И. Медведева)

Рис. 3. Некоторые особенности строения почв Прибайкалья

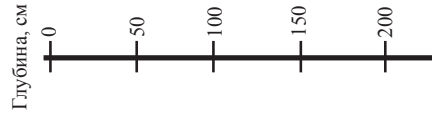
*Примечание: здесь и далее все комментарии к рисункам сделаны автором, в подписях к рисункам указаны наименования почв, традиционно используемые почвоведом региона в практике почвенных и почвенно-картографических исследований.



• А. Криогенная полигональность поверхности надпойменных террас долины р. Белой. Фрагмент аэрофотоснимка



• Б. То же при 15-кратном увеличении: полигоны разного размера, вплоть до 1–2-метровых. Движение грунта (крип) вниз по уклону способствует слиянию полигонов



• В

• В, Г. Разрез 9-метровой надпойменной террасы в устье р. Ушаковки (г. Иркутск, шурфы вблизи Знаменского собора). Морозобойные клинья разывают и деформируют горизонтально слоистые пойменные сартанские суглинки. Сартанский аллювий на участках разрыва его криогенными финально-сартанскими трещинами выщелочен, аллювиальные слои криотурбированы. На рис. 4, В в низах криогенного клина хорошо выражена полость (п) от вытаявшего ледяного ядра, заполненная намытыми горизонтально-слоистыми суглинками



• Г

Рис. 4. Морозобойные структуры финально-сартанского возраста



• А. Разрез периферии криогенной финально-сартанской (примерно 11 тыс. лет) структуры в профиле темно-серой лесной почвы. В раннем голоцене (HL₁) происходило вытаивание ледяных шлиров и линз и заполнение образовавшихся пустот гумусированным материалом раннеголоценовых почв. Ко времени образования среднеголоценовой (HL₂) темноокрашенной части гумусового горизонта (возраст около 6,5 тыс. лет, климатический оптимум голоцена) мерзлота на данном участке исчезла, и проседание грунта прекратилось

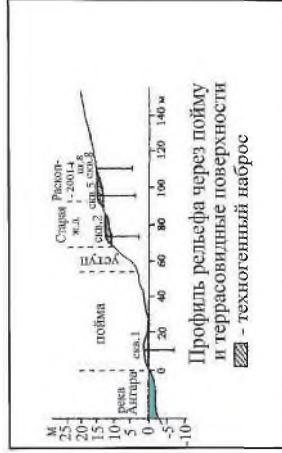


• Б. Серая лесная почва, на глубине около 1 м мелкобугристая поверхность сартанских отложений; бугристость создана за счет образования сети мелких криогенных трещин, разбивших сартанскую поверхность на полигоны диаметром 0,6–0,8 м. Темная полоса в верхней части сартанских лессовидных суглинков – почва, возрастом примерно 12 тыс. лет

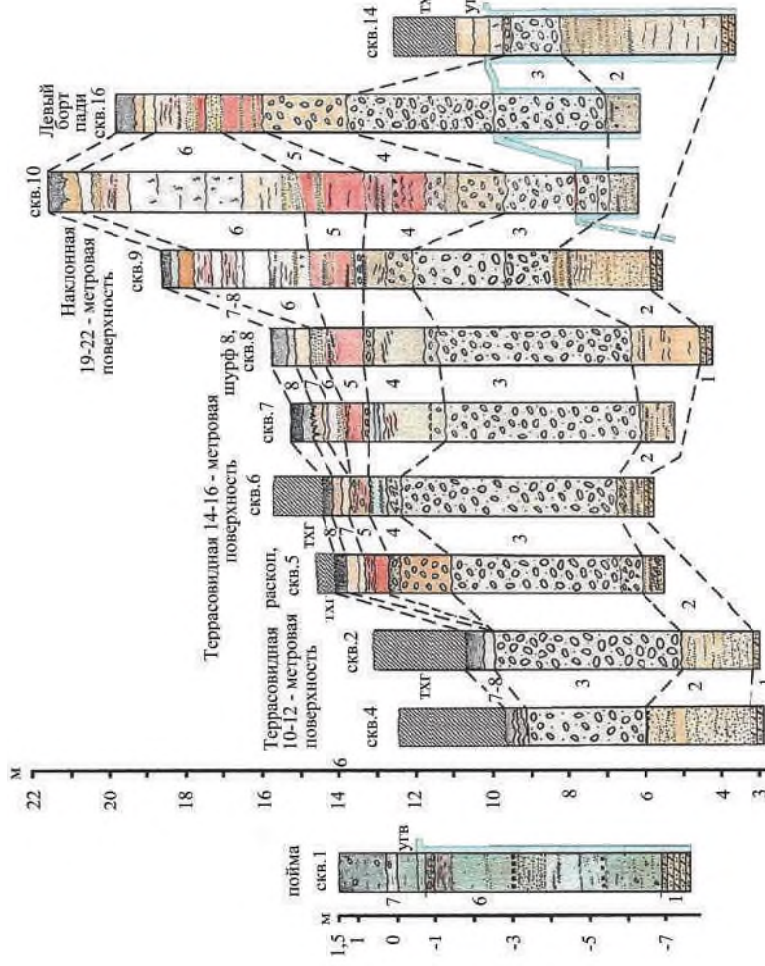
Рис. 6. Морозобойные структуры в профиле почв ГАО Новый ангарский мост (г. Иркутск), 16–17-метровая террасовидная поверхность (фото И. Л. Леженко)



• А. Место расположения участка



• Б. Профиль рельефа



• В. Строение отложений. Условные обозначения: скв. – скважина; тхг – техногенный нанос; утв – уровень грунтовых вод; 1–8 – номера пачек отложений: 1 – юрский песчаник; 2 – делювиальные песчано-суглинистые отложения, иногда с фрагментами тонких гумусовых прослоек, предположительный возраст – средний неоплейстоцен; 3 – галечник с песчано-пылеватым заполнителем – аллювий, перетолженный в среднем неоплейстоцене; 4 – отлеенные делювиальные глины, в основании пачки – заиленные галечники, предположительный возраст – казанцевский; 5 – делювиальные и делювиально-солифлюкционные глины, предположительный возраст – муруктинский; 6 – лессовидные и нелессовидные светлые суглинки с прослоями песков и супесей, встречаются фрагменты гумусовых горизонтов почв, возраст – каргинско-раннесартанский; 7 – сартанские лессовидные суглинки; 8 – голоценовые делювиальные бескарбонатные суглинки – горизонты А и В серых лесных почв

Рис. 7. Схема корреляции отложений на ГАО Новый ангарский мост (г. Иркутск, левобережье Ангары)

Глубина, см	СП	Схема строения разреза	Культурные слои ^а	Радиускоррелированные археологические датировки	Костяные остатки ^б	Слои сейсмических событий	Вид трещин
0	8А-8В		0 - сыпучий песок I - зона подзолистых рваный лесов	3100 ± 110 г.л.н. (СОАН-5186)	кости доисторич животных: быки, бараны, лошади, бык олень	Уровень залегания	
20	АТ		IIa - финальный мелзлит	5285 ± 45 г.л.н. (СОАН-5187) 6600 ± 20 г.л.н. (СОАН-5188)	лошадь, бык, кобыл, конура		
50	В0-ВII		IIb - ренный мелзлит IVb - финальный пазелит	8-11 г.л.н. 11-12,4 г.л.н.	бык, олень, лошадь, баран	Уровень залегания	
100	8r ¹		V	14860 ± 25 г.л.н. (СОАН-5187) 18510 ± 220 г.л.н. (СОАН-5189)	шершавый локоз, бык, лошадь, баран, олень		
150	8r ²⁻⁴		VI - водные пазелит	14-18 г.л.н.	бык, баран, лошадь, собака, олень	Уровень залегания	
	8r ¹		VII	21-24 г.л.н.	лошадь, конура, шершавый локоз		

Примечания: СП – стратиграфические подразделения, * – по И. Л. Лехненко, ** – определение А. М. Клементьева

Рис. 8. Сводный разрез отложений на ГАО Новый ангарский мост (г. Иркутск)



• А. Трещины-щели – горизонтальный срез на глубине 1,5–1,7 м от дневной поверхности



• Б. Микровзбросы: сарганские лессовидные суглинки разбиты на блоки и внедрены в раннеголоценовые отложения, амплитуда смещения 15–17 см

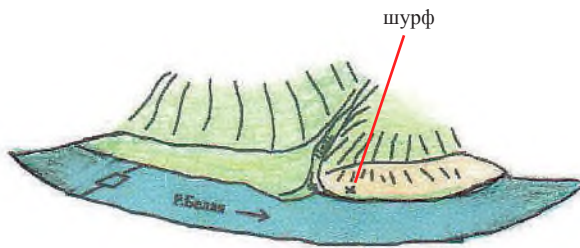


• В. Дугообразные деформации морозобойной сети трещин, вскрытых в горизонтальном срезе



• Г. Полосчатые текстуры – результат смещений грунта вдоль криогенных трещин; надне траншеи и фронтальной стенке видны следы более поздних сдвигов, резко прерывающие полосчатые текстуры

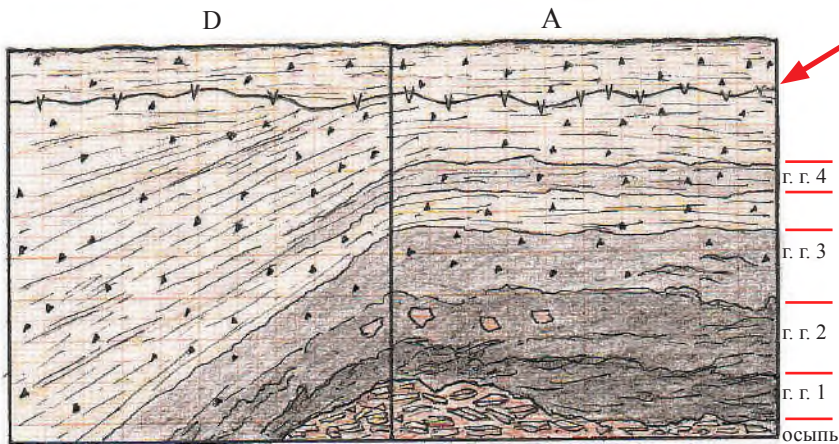
Рис. 9. Следы сейсмических событий в почвах ГАО Новый ангарский мост, г. Иркутск (фото И. Л. Лежненко)



• А. Местоположение разреза

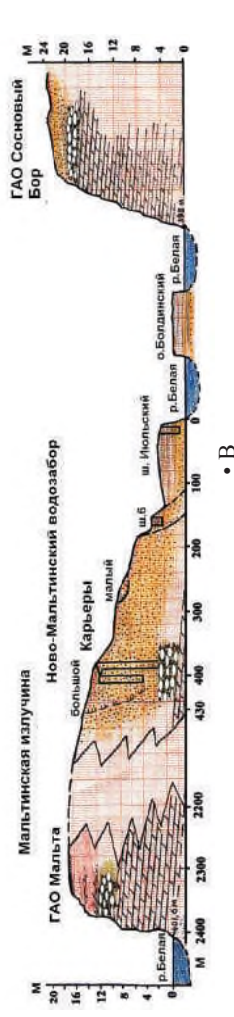


• Б. Профиль рельефа



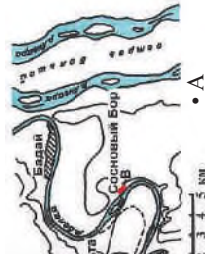
• В. Строение разреза (стрелочкой указана граница промачивания отложений атмосферными осадками, глубже указанной границы отложения являются импермациными, г. г. – гумусовые горизонты)

Рис. 11. Разрез Мотово – следы сейсмотектонических событий



• В

• А – местоположение участка исследования и профиля по линии А–В; •Б – фрагмент аэрофотоснимка в районе Соснового Бора – переувлажненные пески, заросшие сосновым лесом; •В – геоморфологический профиль по линии А–В (Мальта – Сосновый Бор): перекокс поверхности цоколя надпойменных террас на мальтинском и сосновоборском участках

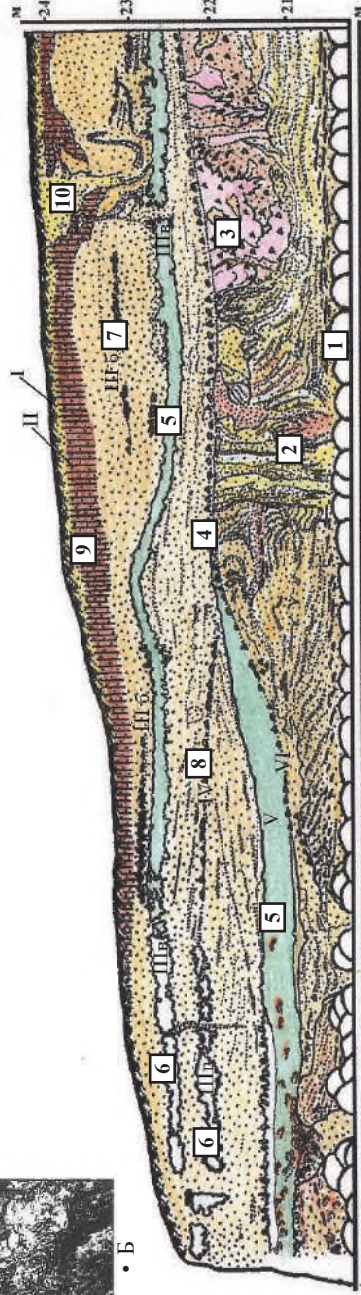


• А



• Б

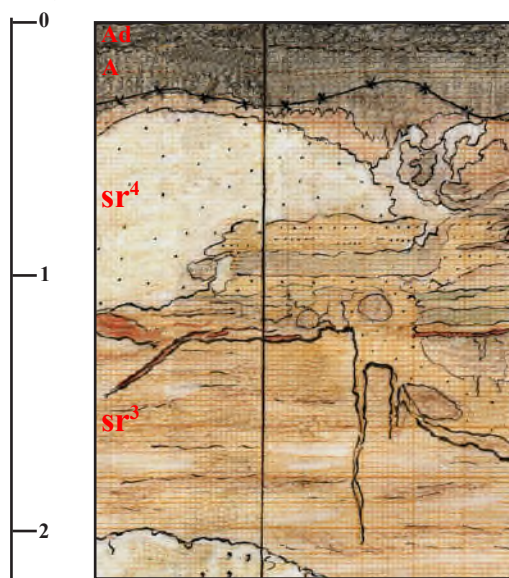
Высота над
урезом р. Белой



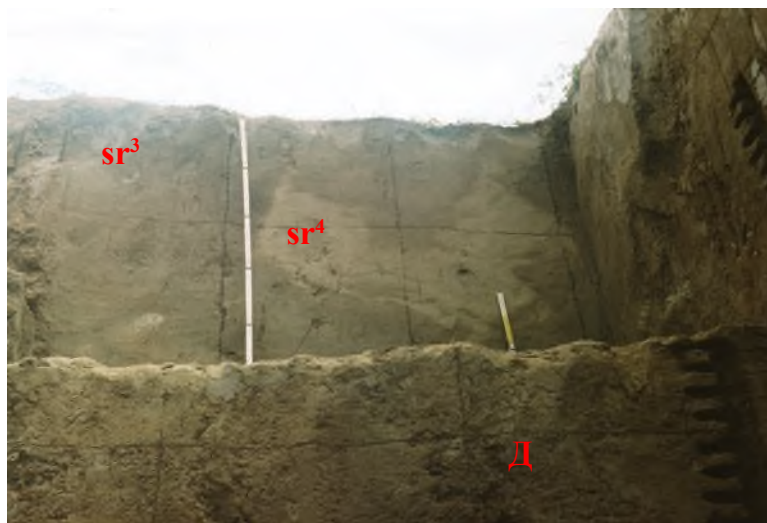
• Г. Строение разреза ГАО Сосновый Бор. В основании – валуно-галечная толща Q_{II} -аллювия (1), над ним остатки песчаного аллювия, сильно деформированные криогенезом (2), с внедрениями блоков субархальных суглинистых отложений (3). Кровля криогенно-деформированной толщи выстлана дефляционным панцирем с артефактами VI к. (4). Вышележащая толща – сартанские золотые пески: днища котловин выдувания маркируются карбонатными оглееными супесями (к. с. V, Шг, Шв) (5), которые при высыхании приобретают белую окраску (6). Вне котловин выдувания формируются примитивные почвы (к. с. Шб) (7) или дефляционные панцири (к. с. IV) (8). В климатический оптимум толщена пески заселяются лесом, формируется буроземный горизонт В (9). Похолодание на рубеже SB/SA оставило след в виде песчаной жилы (10). В ходе сложной истории под сосновым лесом на карбонатных песках сформировались профильно-дифференцированные песчаные почвы со слабокислой рН. Номенклатура почв проблематична

Рис. 12. Геоархеологический объект Сосновый Бор

Глубина, м



• А. Разрез чернозема маломощного. В левой части рисунка на глубине 0,4–1,2 м позднесартанские (sr^4) лессовидные суглинки, белесые от обилия карбонатов; под ними – среднесартанские (sr^3) слоистые суглинки. В правой части рисунка sr^4 -отложения нарушены вышедшим на поверхность сейсмогенным разрывом. Образовавшаяся полость заполнена намытыми отложениями с прослойками раннеголоценовых гумусированных суглинков



• Б. Стенка карьера, почва срезана на глубину около 1 м. С поверхности вскрываются sr^3 -отложения; над ступенькой виден блок белесых sr^4 -лессовидных суглинков, обрушенных на глубину около 1 м от своего первоначального положения. Внизу фотоснимка – зона дробления (Д) – следы разрывной деформации грунта (фото С. Г. Аржанникова)

Рис. 13. Следы сейсмодислокаций в разрезе Ново-Мальгинский карьер



Рис. 15. Приольхонье. Фрагмент космического снимка в районе пролива Ольхонские ворота. Местоположение геоархеологических объектов: 1 – Улан-Хада; 2 – Саган-Нугэ; 3 – Кулара; 4 – Берлога; 5 – Итырхей

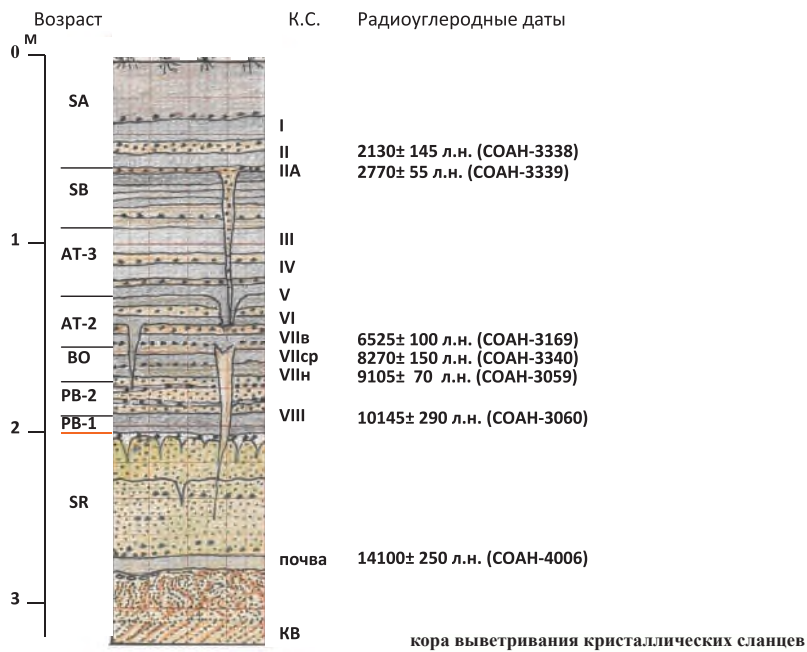


Рис. 16. Особенности строения и возраст отложений геоархеологического объекта Берлога (усл. обозначения на рис. 2). Культурные слои (К. С.): I – ранний железный век; II – переход от бронзового к железному веку; IIA – поздняя бронза; III, IV, V – развитый неолит; VI – ранний неолит; VIIв – финальный мезолит; VIIс, VIIн, VIII – средний мезолит (периодизация культур по О. И. Горюновой)



• А. Фрагмент космического снимка



• Б. Вид с Байкала на бухту Саган-Забя, падь и конус выноса. Вправо от катера на вертикальных мраморных скалах – знаменитые саган-забинские писаницы бронзового века (фото А. Вебера)



• В. Вид на конус выноса и местоположение раскопов 1 и 4 со склона горы. Конус выноса изрезан руслами пролювиальных потоков. Вертикальная стенка на оконечности конуса выноса, уходящая под воду озера – скала с саган-забинскими писаницами. В центре фотоснимка – археологический лагерь (фото А. Вебера)

Рис. 17. Геоархеологический объект Саган-Забя

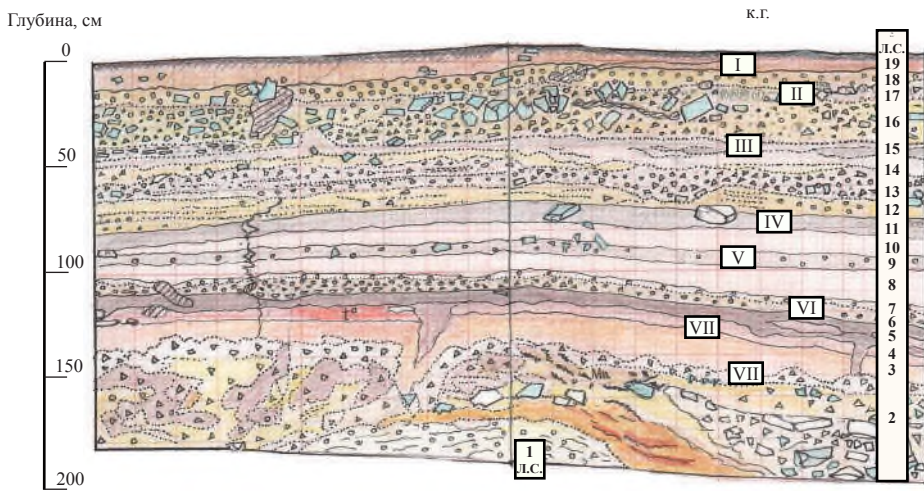


Рис. 18. Геоархеологический объект Саган-Забэ. Раскоп 1

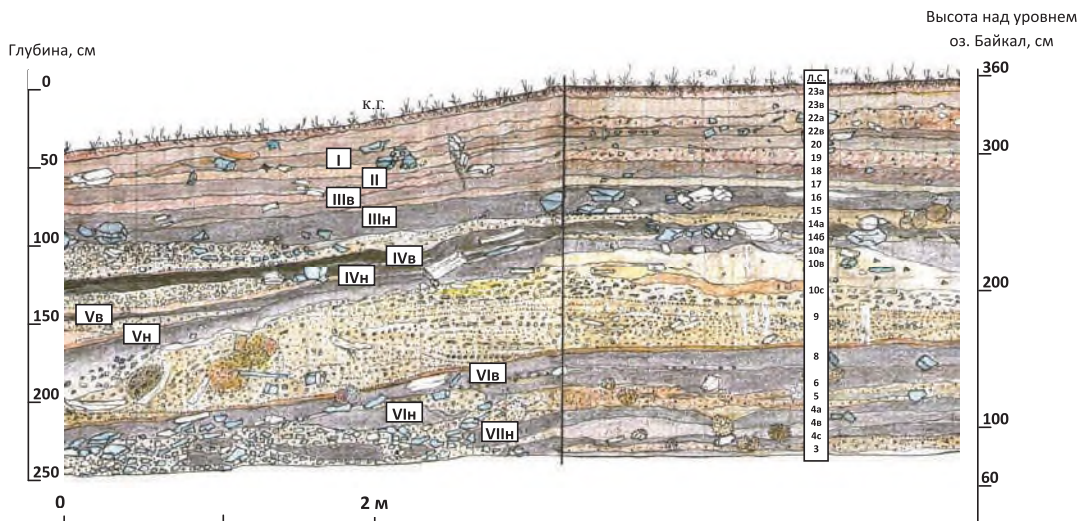


Рис. 19. Геоархеологический объект Саган-Забэ. Раскоп 4с

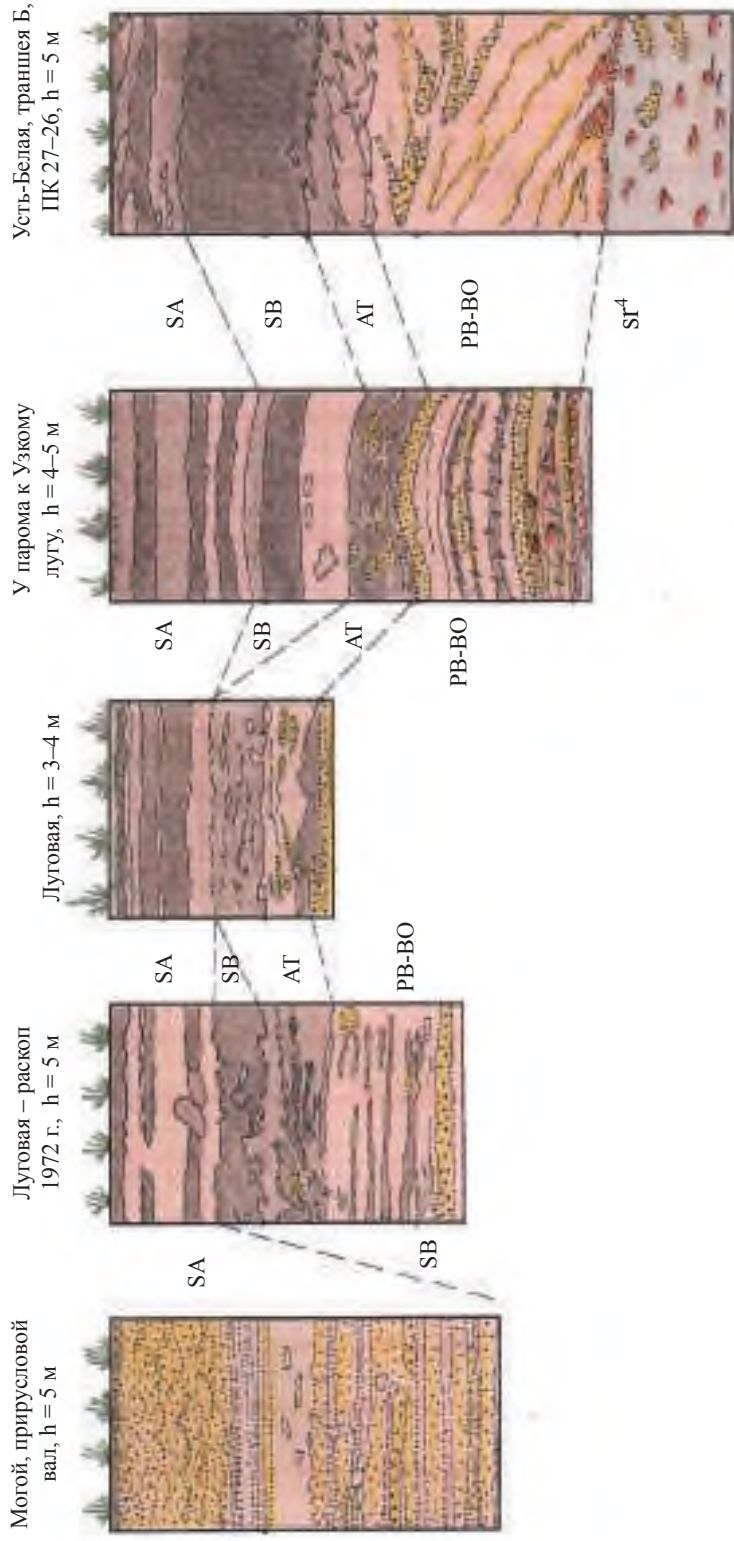


Рис. 20. Особенности строения разрезов средней 4-5-метровой поймы на разных участках долины реки Белой: разрез Могой – прирусловая часть поймы, почва аллювиальная слабобразвитая (W-C⁺); разрезы Луговая, Узкий Луг – хорошо выражены следы размыва среднеголоценового времени (к. с. неолита), почвы пойменные слоистые; разрез Усть-Белая (траншея) – видны криогенные деформации SB/SA возраста, захватывающие средне- и раннеголоценовый аллювий, почва – аллювиальная луговая. Условные обозначения: h – отн. высота над урезом реки; ПК 27-26 – номер пикета в траншее

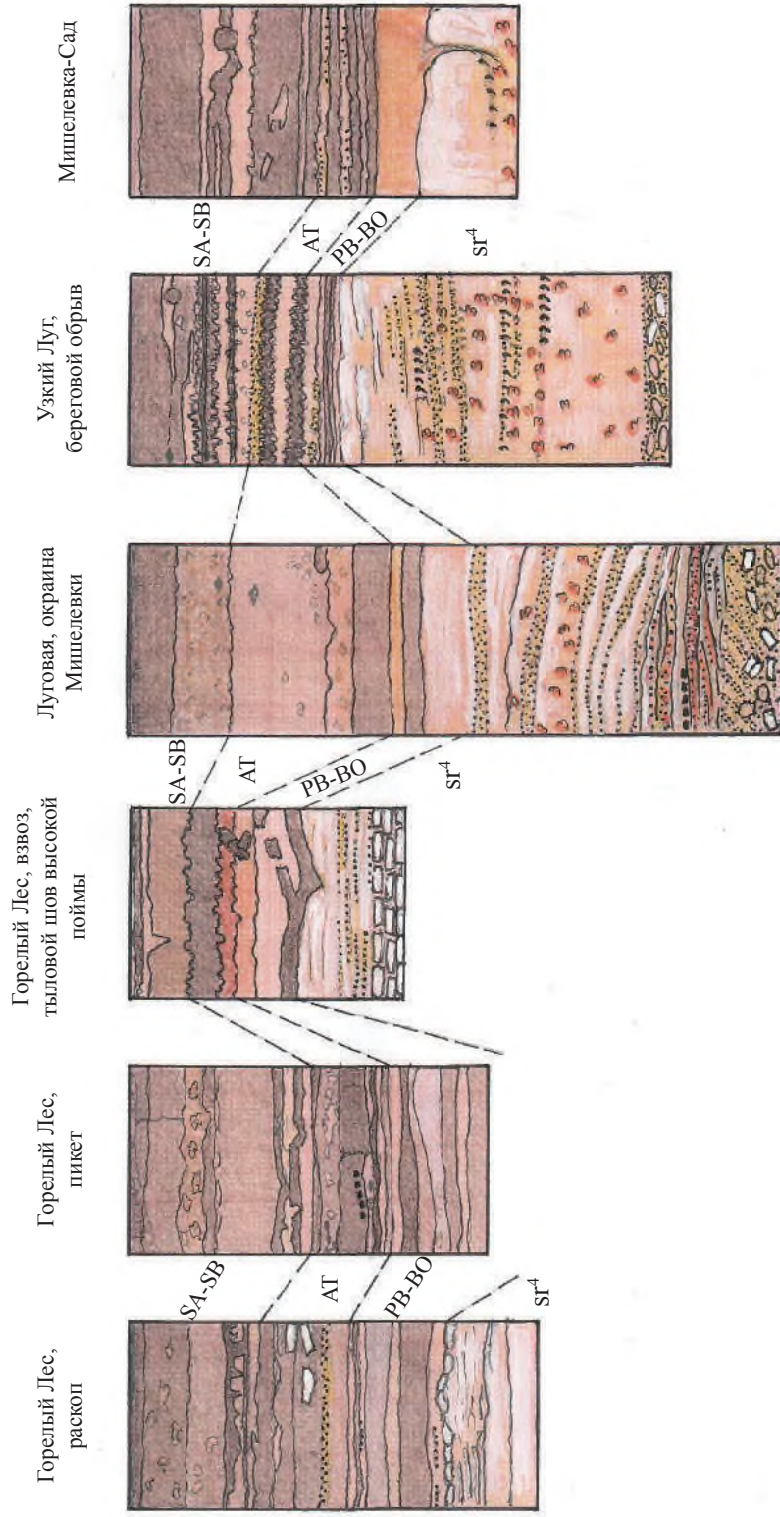


Рис. 22. Особенности строения разрезов высокой 6–7-метровой поймы на разных участках долины р. Белой. Раннеголоценовые отложения во всех разрезах – слоистый пойменный аллювий; среднеголоценовые отложения – аллювиальные (Узкий Луг) и смешанные аллювиально-субаэральные со следами размыва; позднеголоценовые – субаэральные образования с участием аллювиальных. Почвы: пойменные слоистые и лугово-черноземные (если аллювиальная слоистость выражена слабо)



• А. Строение голоценовой толщи на высокой пойме. Возраст культурных горизонтов: II – 4090 ± 150 , III – 4200 ± 110 , IV – 5975 ± 140 , V – 6625 ± 160 , VI – 7435 ± 130 , VII – 7725 ± 50 , VIII – 7795 ± 110 , IX – 8275 ± 175 (Савельев и др. 2001; Куклина и др., 2007)



• Б. Аллювиальные почвы на переветянном сартанском аллювии

Рис. 23. ГАО Усть-Хайта. Разрез высокой поймы (фото Н. И. Бердниковой)



• А. Почва темно-серая лесная. ГАО Новый ангарский мост, г. Иркутск, левобережье Ангары, 16–17-метровая террасовидная поверхность. Голоценовые образования (HL) – гор. А, АВ, В; сарганские образования (sr) – 90–200 см, почва-I (возраст ~12 тыс. лет) – 100–115 см, почва-II (возраст ~14 тыс. лет) – 150–160 см, с глубины 180–190 см – делювиальные отложения sr¹⁻² - возраста (фото И. Л. Лежненко)



• Б. Дерново-карбонатные выщелоченные почвы. ГАО Макарово-4, восточная периферия конуса выноса из глубокой пади на 40-метровую террасу р. Лены. Резко выражен контакт голоценовых и сарганских образований. Минеральный субстрат горизонтов А и В почвы представлен бескарбонатным, красноцветным голоценовым делювием, окраска унаследована от верхнекембрийских пород. Карбонатная часть разреза – светлые сарганские эоловые и делювиальные образования. В низах разреза – раннекаргинские лессовидные суглинки. Дно раскопа находится на уровне культурного слоя (древней поверхности обитания человека), возрастом более 40 тыс. лет (фото М. П. Аксенова)

Рис. 25. Особенности строения серых лесных и дерново-карбонатных почв



• А. Слитоземы (вертисоли), возраст – ранний плиоцен (5—3,5 млн. лет). Белый крап – карбонатные конкреции. Почвы развиты на донных осадках миоценовых озер, существовавших здесь до образования Байкала. Почвы – ровесники глубочайшего озера мира и свидетели существования субтропиков того времени



• Б. Коричневые почвы, представленные мощным педокомплексом – серией почв, сменяющих одна другую. Возраст почв – первая половина позднего плиоцена (примерно 3,5—3 млн.лет). Почвы развивались в условиях субтропиков на положительных элементах палеорельефа. Осыпью почти полностью прикрыты своеобразные красно-коричневые почвы сухих субтропиков финала раннего плиоцена (возраст примерно 3,5 млн. лет) В кровле красно-коричневых почв сформирована белая карбонатная корка, которая в дальнейшем была деформирована

Рис. 26. Палеопочвы плиоцена, экспонированные на дневную поверхность.
Остров Ольхон (фото В. Д. Маца)



Рис. 27. Карта-схема Иркутской области с элементами орографии и геоботанического районирования по Л. И. Номоконову (Атлас ..., 1962). Составитель – О. Г. Николаева



• А. Дерново-подзолистая почва, окрестности г. Иркутска (фото Н. А. Мартыновой)



• Б. Торфяно-подзол. Север Прибайкалья, долина Верхней Ангары (фото С. Л. Куклиной)



• В. Дерново-подзолистая почва. Ангаро-Ушаковский водораздел, окрестности г. Иркутска (фото С. Л. Куклиной)

Рис. 28. Лесные почвы с дифференцированным профилем



• А. Бурая лесная почва на базальтах. Северное Прибайкалье (фото С. Л. Куклиной)



• Б. Серая лесная почва на карбонатных сартанских отложениях. Окрестности пос. Балаганск (фото А. А. Козловой)



• В. Дерновая лесная почва. Правый борт долины Ангары, ГАО Игетей. Склон 4°, отн. высота 40–45 м над урезом р. Ангары. Мощность гор. А+В 50–60 см, возраст голоценовый. Под гор. В и до глубины 1 м располагаются белесые суглинки и пески сартанского возраста, под ними – раннекаргинские и муруктинские делювиальные и солифлюцированные муруктинские отложения, темные полосы в низах шурфа – солифлюцированные почвы казанцевского возраста (120–100 тыс. лет). Верхнекаргинские и среднемуруктинские отложения и почвы уничтожены последующими солифлюкционными процессами. Археологические находки (белые значки) маркируют прежние уровни поверхностей обитания и свидетельствуют об аккумулятивно-денудационном характере осадконакопления и почвообразования (фото Г. И. Медведева)

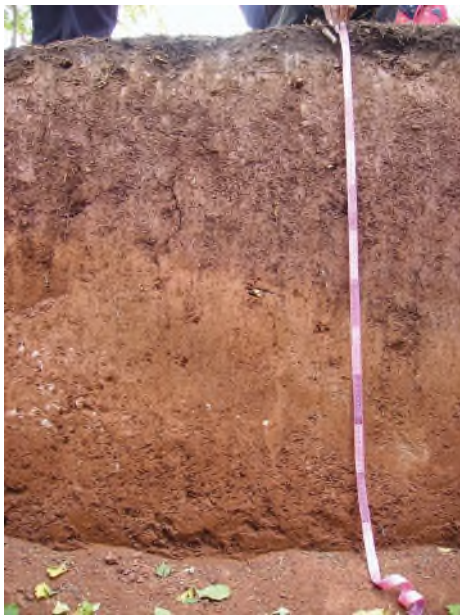
Рис. 29. Лесные почвы Прибайкалья с профилем типа А-В-С



• А. Дерново-карбонатная (литогенная) эродированная почва на маломощном элювии верхнекембрийских пород. Нукутский район (фото О. Г. Лопатовской)

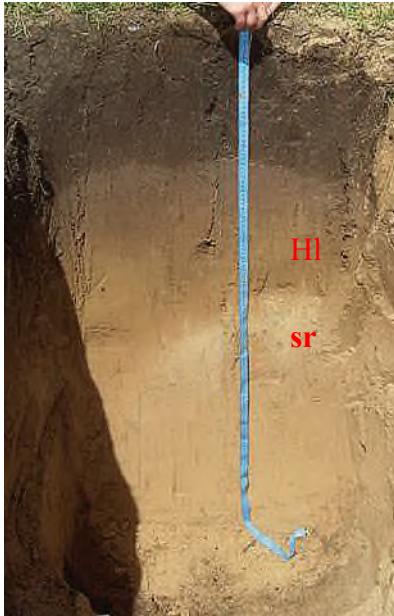


• Б. Дерново-карбонатная выщелоченная почва на элювии красноцветных карбонатных пород (разборный плитняк верхнекембрийских алевролитов). Пос. Балаганск (фото А. А. Козловой)



• В. Дерново-карбонатная оподзоленная почва на делювии верхнекембрийских алевролитов. С. Тургеневка, Баяндаевский район. Западный макросклон Онотской возвышенности, привершинная часть увала, высотой около 800 м. Горизонты А, АЕ, Вt сформированы на голоценовом делювии. В нижней части разреза представлен слабо проработанный почвообразованием светлый делювий сарганского возраста (фото С. Л. Куклиной)

Рис. 30. Дерново-карбонатные почвы на красноцветных породах



• А. Чернозем выщелоченный. Очень темный гумусовый горизонт с резкой нижней границей – морфологическое отражение промачивания почвы дождевой влагой. Светлая толща с бугристой поверхностью в нижней половине профиля – сарганские лессовидные суглинки (фото Н. В. Горбуновой)

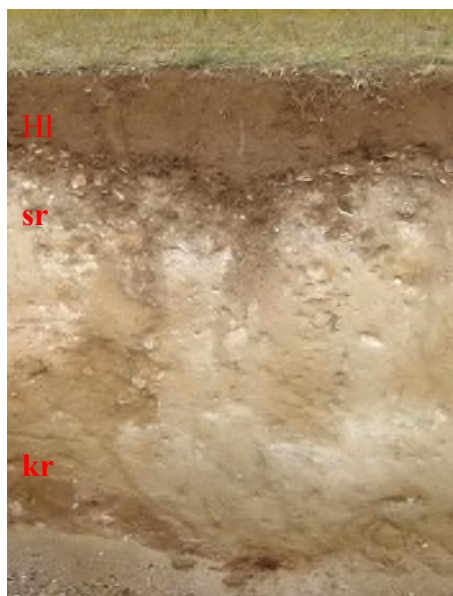


• Б. Чернозем выщелоченный, Приангарье, 15–17-метровая терраса р. Белой. Кровля сарганских отложений имеет бугристый характер. Белесая полоса, повторяющая контуры кровли – горизонт обогащения сарганских лессовидных суглинков иллювируемыми карбонатами (фото Г. И. Медведева)



• В. Чернозем эродированный. Южный склон (3,5–4°) Залари-Унгинского водораздела. Залежь. На глубине 80 см – слой раннесарганского солифлюксия с седиментами каргинских почв и белыми окарбончеными прослойками. На фронтальной стенке в верхней части разреза виден срез периферии гумусированной клиновидной структуры. Рыхлое сложение клина обеспечивает лучшую фильтрацию влаги и более энергичное выщелачивание карбонатов. Следы процессов декарбонизации зафиксированы в виде продолжения контура клиновидной структуры в солифлюксии. В правой части разреза над солифлюксием видны следы вертикальной транспортировки карбонатов почвенной энтомофауной (фото Н. Е. Бердниковой)

Рис. 31. Особенности строения черноземов Прибайкалья



• А. Каштановая почва. Приольхонье, подножье склона, сухая степь. Голоценовая часть разреза представлена гумусовым горизонтом, сформированным в среднем и позднем голоцене. Под ней – белесая толща сарганского возраста с хорошо выраженной бугристой кровлей, разбитой криогенными трещинами на отдельные блоки-полигоны диаметром около 60 см. На поверхности кровли – мелкощербнистый дефляционный панцирь – свидетель ветровой эрозии раннеголоценового времени. Сарганская часть разреза – «спрессованная летопись» многих тысячелетий. Каштановые прослойки и линзы в ее строении – фрагменты почв каргинского возраста (40–25 тыс. лет) (фото Н. А. Мартыновой)



• Б. Каштановая почва на сарганских лессовидных суглинках, в верхней части которых слабо выражены позднесарганские погребенные почвы (почва-I и почва-II), Балаганский район (фото Н. В. Горбуновой)



• В. Дерновная степная почва на делювии метаморфических пород, Тажеранская степь, нижняя часть склона (фото О. Г. Лопатовской)

Рис. 32. Сухо-степные почвы Прибайкалья



• А. Болотная низинная торфяная почва, Прибайкалье (фото С. Л. Куклиной)



• Б. Перегнойно-глиевая почва на многолетнемерзлых породах. Северное Прибайкалье (фото С. Л. Куклиной)

Рис. 33. Почвы избыточного увлажнения



• А. Аллювиальная дерновая почва. Пойма р. Иркут (фото О. Г. Лопатовской)



• Б. Аллювиальная дерновая слоистая почва на аллювиально-пролювиальных отложениях. Долина р. Иркут. Мощные рыхло-песчаные прослойки – результат аккумуляции материала селевых потоков (фото С. Л. Куклиной)

Рис. 34. Почвы речных пойм