

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. В.Б. СОЧАВЫ

ИРКУТСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

В.А. Голубцов, Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин

**Почвообразование
и осадконакопление
в Селенгинском среднегорье
в позднеледниковье
и голоцене**

Ответственный редактор
доктор геогр. наук *О.И. Баженова*

Иркутск
Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
2017

УДК 551.311.234 (571.5)+551.3.051 (571.5)+551.89 (571.5)

ББК Д432.723+П031.0

Г62

Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017. – 139 с.

В монографии приводятся новые данные о хронологии и специфике почвообразования и осадконакопления в Селенгинском среднегорье (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене. На основании изучения почвенно-седиментационных серий, сформированных в пределах различных эрозионно-аккумулятивных форм рельефа, выявлено девять периодов активизации экзогенных процессов и осадконакопления и восемь этапов активного почвообразования. Установлена специфика фаз почвообразования и осадконакопления. Приводятся данные о скоростях седиментации и их влиянии на почвообразование. Оценена интенсивность педогенеза на протяжении последних 15 тыс. лет. Представлены результаты исследований состава стабильных изотопов углерода и азота органического вещества почв. Выявлена полихронность в развитии экзогенных процессов и почвообразования, связанная с ландшафтно-климатической неоднородностью исследуемой территории.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами палеопедологии, геоморфологии, четвертичной геологии, палеогеографии, археологии.

Рис. 31. Табл. 25. Библиогр.: 240 назв.

Рецензенты: д-р. геогр. наук, профессор *В.Б. Выркин*, д-р. геогр. наук *Е.В. Безрукова*, канд. биол. наук *М.А. Бронникова*

The monograph contains a new data on the chronology and specificity of pedogenesis and sedimentation in the Selenga middle mountains (Western Transbaikalia) during the Late Glacial and Holocene. Based on the study of soil-sedimentary sequences formed within various erosion-accumulative landforms, nine periods of activation of exogenous processes and sedimentation and eight stages of active soil formation have been revealed. The specific features of the phases of soil formation and sedimentation are established. Data are given on the rates of sedimentation and their influence on soil formation. The intensity of pedogenesis during the last 15 kyr BP is estimated. The results of studies of stable isotope composition of carbon and nitrogen of soil organic matter are presented. Polychronicity in the development of exogenous processes and soil formation, associated with the landscape-climatic heterogeneity of the investigated territory, has been revealed.

The book is designed for specialists dealing with the problems of palaeopedology, geomorphology, quaternary geology, paleogeography, archeology.

Утверждено к печати Ученым советом Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (протокол № 4 от 14.04.2016)

ISBN 978-5-94797-301-3

© Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., 2017
© Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017

Введение

Возрастающее внимание общества к природной среде, ее экологии и прогнозированию возможного развития является характерной тенденцией последних десятилетий. В настоящее время это обеспечило достижение существенного прогресса в осмыслении многих причин современных глобальных и региональных природно-климатических изменений. На новый уровень вышли понимание закономерностей эволюции отдельных компонентов природной среды и обоснованность сценариев их возможного развития. Тем не менее, многие проблемы, в особенности проблема прогнозирования, еще далеки от своего решения. Вместе с тем, прогноз развития географической среды в условиях меняющегося климата и усиления антропогенных нагрузок является одной из важнейших задач современной науки. Поэтому изучение изменений природных условий прошлого, необходимое для построения ретроспективно-прогнозных моделей, продолжает привлекать активное внимание исследователей.

Временной промежуток, охватывающий позднеледниковье и голоцен, отмечен значительными изменениями природной среды [Марков, 1965; Белова, 1985; Архипов, Волкова, 1994; Зубаков, 1986; Безрукова, 1999; Severinghaus, Brook, 1999; Александровский, Александровская, 2005; Хотинский, 1977; Борисова, 2014], определившими характер и структуру современных ландшафтов [Динамика..., 2002]. Ретроспективный взгляд на подобные изменения важен как для анализа процессов прошлого, так и для прогноза будущих изменений климата [Нейштадт, 1969; MacDonald et al., 1993; Bradley, 2000; Глобальные..., 2008]. Это определяет необходимость изучения палеогеографических событий позднеледниковья и голоцена с позиций эволюционного развития геосистем.

В последние десятилетия в Байкальском регионе подобные исследования ведутся довольно активно [Karabanov et al., 2000; Demske et al., 2005; Maskau et al., 2011; Безрукова и др., 2005; Безрукова и др., 2011; Данько и др., 2009; Решетова и др., 2013], благодаря чему достигнут заметный прогресс в изучении региональных ландшафтно-климатических изменений в течение последних 15 тыс. лет.

Основными объектами данных исследований являются донные отложения оз. Байкал, прилегающих к нему небольших озер и торфяных болот. Несмотря на высокое временное разрешение полученных полеоклиматических записей, проблема корреляции континентальных и донных осадков до сих пор остается открытой по причине относительно слабой изученности субаэральных отложений и почв, сформировавшихся в регионе в позднеледниковье и голоцене. Одной из наименее изученных в этом отношении территорий остается Селенгинское среднегорье. Сведения о хронологии и специфике почвообразования и осадконакопления в пределах среднегорья за последние 15 тыс. лет встречаются

ся в литературе довольно редко [Базаров и др., 1982; Антощенко-Оленев, 1982; Andreeva et al., 2011; Andreeva et al., 2013]. В то же время, известно, что изменения палеоландшафтных обстановок и развитие экзогенного рельефообразования детально отражаются в характере педогенеза и субаэрального осадконакопления [Ивановский, 1986, 1988; Воробьева, 2010; Birkeland, 1999; Retallack, 2001; Зыкина, Зыкин, 2012].

Погребенные почвы и стратиграфические последовательности четвертичных отложений представляют собой два взаимодополняющих типа записи информации об изменениях природной среды во времени [Walker, 1962; Шанцер, 1966; Таргульян, 2008; Сычева, 2008; Kraus, 1999; Sheldon and Tabor, 2009; Воробьева, 2010]. Таким образом, для получения наиболее полной картины ландшафтно-климатических изменений перспективными представляются объекты, в вертикальном профиле которых погребенные почвы закономерно чередуются с отложениями различных генетических типов. К ним относятся почвенно-седиментационные толщи, сформированные в пределах речных пойм и террас, эрозионных форм рельефа, конусов выноса, делювиально-пролювиальных шлейфов и др. В таких разрезах почвы, как правило, фиксируют различные по протяженности этапы стабилизации дневной поверхности [Birkeland, 1990; Reading, 1996; Retallack, 2001; Kraus, 1999], во время которых происходит снижение активности экзогенных процессов. Этапы активизации последних отражаются в слоях осадков. Циклическое строение подобных разрезов отражает смены интенсивности и характера процессов рельефообразования, подчиненные динамике ландшафтно-климатических условий [Ивановский, 1986; Гугалинская, 1997; Александровский, 2004; Сычева, 2008; Данько, 2009; Воробьева, 2010; Рыжов, 2013]. Поэтому изучение почвенно-седиментационных серий позволяет проследить ритмичность развития педогенеза, экзогенных процессов и осадконакопления и реконструировать этапы развития рельефа и ландшафтов [Александровский, Александровская, 2005; Сычева, 2008; Воробьева, 2010].

Целью проводимых исследований является выявление хронологии и специфики развития осадконакопления и почвообразования на территории Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение морфологии и стратиграфии исследуемых разрезов, литологического состава и физико-химических свойств почв и отложений.
2. Установление хронологии периодов активизации осадконакопления и педогенеза, выявление их синхронности/асинхронности для различных форм рельефа.
3. Выявление ведущих экзогенных процессов и количественная оценка интенсивности осадконакопления на разных временных промежутках, оценка степени развития почв при различных скоростях седиментации.
4. Реконструкция обстановок осадконакопления, характеристика специфики фаз педогенеза и выявление причин чередования фаз седиментации и почвообразования.

Основу работы составляют материалы, полученные в ходе полевых и аналитических исследований почвенно-седиментационных серий, сформированных в пределах эрозионно-аккумулятивных форм рельефа Селенгинского среднегорья (Западное Забайкалье).

Изучение почвенно-седиментационных серий включало маршрутные, камеральные и лабораторные исследования. Использовались стратиграфический, литологический, палеопедологический, сравнительно-генетический, сравнительно-аналитический методы. В ходе полевых исследований на основе анализа строения, вещественного состава и условий залегания почв и осадков в соответствии с положением в рельефе проводилось детальное стратиграфическое расчленение разрезов. В лабораторных условиях с использованием общепринятых методов [Аринушкина, 1970; Методы..., 1977; Практикум..., 1987; Вадонина, Корчагина, 1986; ГОСТ 26107-84] определялись физико-химические свойства почв и отложений. Изучение группового состава гумуса почв проводили по методу Кононовой-Бельчиковой [Кононова, 1963]. Изотопный состав углерода и азота органического вещества почв определялся в университете Галле-Виттенберг (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Германия) с использованием масс-спектрометра Finnigan Delta V Advantage. Изучение субмикростроения карбонатных новообразований проводилось с использованием электронного микроскопа Philips SEM 525 M на базе приборного центра «Электронная микроскопия» ЛИИ СО РАН (г. Иркутск). В работе широко применялся метод радиоуглеродного (^{14}C) датирования. Хронология выделенных этапов изменения природной среды в позднеледниковье и голоцене контролируется 45 радиоуглеродными датами.

Палеогеографический синтез полученных данных осуществлялся с применением исторического метода и метода актуализма, на основе принципов причинности и дополненности.

Исследования проводились в соответствии с планами НИР Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (проект VIII.69.2.1. Развитие рельефа и ландшафтов в позднем плейстоцене и голоцене на юге Восточной Сибири) и в ходе реализации проекта РФФИ 13-05-00521 «Хронология этапов развития рельефа и природной среды позднего неоплейстоцена и голоцена Байкальского региона».

Выявленные закономерности развития осадконакопления и почвообразования в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене могут быть использованы для уточнения региональных стратиграфических схем позднего неоплейстоцена и голоцена, служить теоретической основой для изучения современной структуры геосистем исследуемой территории, прогнозирования развития экзогенных процессов и почвообразования, а также найти применение в палеогеографических реконструкциях, детализации хронологии и специфики развития рельефа и природной среды Байкальского региона и сопредельных территорий, при проведении межрегиональных корреляций.

При подготовке работы авторы пользовались советами и поддержкой многих специалистов, в том числе В.Б. Выркина, О.И. Баженовой, С.А. Макарова, Е.В. Безруковой, М.А. Бронниковой, А.А. Черкашиной. Считаю приятной обязанностью высказать им свою глубокую благодарность. С теплотой и признательностью вспоминают авторы Л.В. Данько, помощь и поддержка которой на начальных этапах исследования способствовала получению важных результатов. Благодарим В.Н. Черных (Бурятский государственный университет) за содействие в выполнении полевых работ. Неоценимую помощь в проведении изотопных измерений оказал профессор В. Цех (Wolfgang Zech) (Университет Байройта, Германия).

Проведение полевых работ, а также получение значительного объема аналитических данных стало возможным благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-00521) и Интеграционного проекта ИЦ СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его отраслевых связей (0341-2016-0001). На заключительном этапе работы финансовая поддержка была предоставлена Фондом Михаила Прохорова.

Глава 1

Отражение истории развития природной среды позднеледниковья и голоцена в почвенно- седиментационных сериях

1.1. Основные этапы развития природной среды в позднеледниковье и голоцене

Голоцен является важным геологическим периодом, в течение которого сложилась современная структура природных ландшафтов. Термин «голоцен» предложен Э. Огом и впервые принят на третьем геологическом конгрессе в 1885 году в качестве обозначения верхнего отдела четвертичной системы. На общем фоне ритмических и направленных изменений четвертичного периода [Величко, 1973] голоцен выступает как межледниковая эпоха (фландрское межледниковье), приведшая к глубокому глобальному потеплению климата [Хотинский, 1977; Величко, 1989; Dansgaard et al., 1993; Peteet, 1995].

Известно, что потепление климата, предвещающее начало голоценового межледниковья, началось примерно 14 тыс. л.н., что находит отражение в данных по морской, пещерной и гляциальной седиментации [Серебрянный, 1984]. При общем тренде к возрастанию температур для данного времени отмечается высокая нестабильность климата, обусловленная чередованием относительно кратковременных потеплений (бёллинг, аллерёд) с фазами глубоких и резких похолоданий [Dansgaard et al., 1971; Dansgaard et al., 1993; Severinghaus and Brook, 1999], обозначенных на современных европейских шкалах как древний (12,0 – 11,7 тыс.л.н.) и поздний дриас (11,0 – 10,3 тыс.л.н.). Данный переходный к голоцену период климатических колебаний (15 – 11,7 тыс. лет л.н.) обозначается в литературе как позднеледниковье. Хронология его основных этапов представлена в табл. 1.

В позднеледниковый интервал плейстоценовой истории уровень инсоляции в северном полушарии возрос до современных значений и начался распад вюрмских ледниковых щитов [Зубаков, 1986]. По мнению К.К. Маркова [1965] именно рубеж позднеледниковья и голоцена стал временем резких необратимых изменений в развитии природной среды (смещение ареалов распространения многих видов растительности, перестройка фаунистических комплексов и др.) и первобытного общества (переход от позднего палеолита к мезолиту). Это позволило К.К. Маркову принять за нижнюю границу го-

Таблица 1

Детальная стратиграфическая схема конца верхнего неоплейстоцена и голоцена юга Сибири (по [Воробьева, 2010] с дополнениями)

Раздел	Хронологические периоды по Блиттеру-Сернандеру		Радиоуг-леродный возраст, л.н.	Календарный возраст, л.н.
Голоцен QIV	Субатлантический	SA-3	0-800	0-800
		SA-2	800-1800	800-1700
		SA-1	1800-2500	1700-2700
	Суббореальный	SB-3	2500-3200	2700-3400
		SB-2	3200-4200	3400-4800
		SB-1	4200-4600	4800-5400
	Атлантический	AT-3	4600-6000	5400-7000
		AT-2	6000-7000	7000-7800
		AT-1	7000-8000	7800-8800
	Бореальный	BO-3	8000-8300	8800-9200
BO-2		8300-8900	9200-9700	
BO-1		8900-9300	9700-10500	
Пребореальный	PB-2	9300-10000	10500-11000	
	PB-1	10000-10300	11000-11700	
Верхний неоплейстоцен QIII	Поздний дриас	DR-3	10300-11000	11700-12900
	Аллерёд	AL	11000-11800	12900-14000
	Средний дриас	DR-2	11800-11900	14000-14100
	Бёллинг	BO	11900-12500	14100-14700
	Ранний дриас	DR-1	12500-14300	14700-18000

лоцена временной рубеж около 10 тыс. л.н. Позднее это наблюдение нашло подтверждение и в других областях. В частности, для территории Восточной Сибири показана смена флоры, фауны, режимов осадконакопления и почвообразования на границе плейстоцена и голоцена [Равский, 1972; Ендрихинский, 1982; Белова и др., 1982; Воробьева, 2010 и др.].

Несмотря на наличие столь отчетливого рубежа, на протяжении долгого времени в проведении нижней границы голоцена не существовало единого мнения. Одним из существенных вопросов, который определял данную дискуссию, являлся вопрос о включении позднеледниковья в рамки голоцена. Многие отечественные исследователи вслед за М.И. Нейштадтом [1965, 1971] склонялись к расширению объема голоцена. За его нижнюю границу ими предложено считать время начала формирования древнейших автохтонных торфяников средней полосы европейской части России, непрерывно развивавшихся от 14 – 12 тыс. л.н. до настоящего времени.

Большинство исследователей считали, что границу плейстоцена и голоцена следует проводить после окончания позднего дриаса, которое в Европе фиксируется началом отступления Скандинавского ледяного щита от морен Сальпаусселькя [Монин, Шишков, 1979]. Дж. Мерсер [1972] считает грани-

цей голоцена конец последнего глобального наступания ледников, которое, по его мнению, совпадает с Померанской стадией в Западной Европе и приходится на 14,5 – 14 тыс. л.н. Именно в этом временном интервале, согласно результатам бурения ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, начинается глобальное потепление [Dansgaard et al., 1971; Dansgaard et al., 1993; Peteet, 1995].

Чарлз Лайель сформулировал палеонтологический критерий разделения плейстоцена и голоцена: исчезновение крупных млекопитающих он отнес к периоду 7,5 – 6,5 тыс. л.н.

Один из широко обсуждаемых сейчас стратотипов нижней границы голоцена исследован в керне ледникового купола в Центральной Гренландии [Walker et al., 2009]. Здесь граница между голоценом и плейстоценом установлена на рубеже $11\,700 \pm 99$ лет назад. Эта позиция сейчас поддерживается и международной комиссией по стратиграфии. Около этого уровня располагается маркирующий горизонт, наблюдаемый кроме Гренландии в Северной Европе и известный под названием “ведде-пепел” возрастом 10400 – 10300 радиоуглеродных лет или примерно 12000 календарных лет [Борисов, 2010].

VIII Конгресс ИНКВА, состоявшийся в 1969 году, принял решение считать нижней границей голоцена рубеж в 10 000 радиоуглеродных лет назад [Монин, Шишков, 1979]. В 2008 году Комиссией ИНКВА по палеоклимату в качестве границы между плейстоценом и голоценом был принят прослой в ледяном керне NorthGRIP в интервале 1491,60 – 1493,25 м. Это приблизительный возраст перехода от позднего дриаса к пребореалу – около 12 тыс. кал. л.н. [Васильчук, 2012].

В 1876 году норвежский ботаник Аксель Блитт на основании изучения макроскопических остатков в торфяниках Норвегии установил смену древесной растительности в течение всего периода существования торфяников и объяснил её колебаниями климата, произошедшими в послеледниковое время. Полученные результаты позволили разделить послеледниковый период на ряд интервалов с различными климатическими характеристиками. Позднее эти подразделения были подтверждены исследованиями Рутгера Сернандера в Швеции и с несколько измененным разделением послеледниковья обобщенная схема получила широкую известность как шкала Блитта-Сернандера [Методическое руководство..., 1954; Монин, Шишков, 1979]. Благодаря последующим исследованиям во многих частях Европы и Америки эта схема уточнялась и все более детализировалась. В настоящее время именно она лежит в основе детального расчленения голоцена. Поскольку растительность является наиболее чувствительным индикатором климатических изменений, то схема Блитта-Сернандера через растительность обозначила основные переломные моменты в изменении климата. Более тридцати радиоуглеродных дат позволили довольно точно установить возраст выделенных периодов. Используемая в настоящее время шкала Блитта-Сернандера, модифицированная для юга Восточной Сибири, имеет следующий вид (см. табл. 1). В ней выделены пять периодов: прохладный и влажный субарктический (пребореальный),

сухой бореальный, теплый и влажный атлантический, сухой суббореальный, влажный и прохладный субатлантический, которые имеют разную длительность и более дробные подразделения.

Конечно, в масштабе земного шара схема Блитта-Сернандера не может считаться всеобщей. Тем не менее, в настоящее время выявлены те особенности в схеме, которые являются общими для климата Земли в целом и Северной Евразии в частности [Хотинский, 1977; Монин, Шишков, 1979; Изменение климата..., 1999; Mayewski et al., 2004]. Эти особенности заключаются в отчетливом проявлении в различных частях Северного полушария палеогеографических рубежей на границах позднего дриаса-пребореального периода, бореального-атлантического периодов и атлантическо-суббореального рубеже. Это привело к возникновению в последние годы мнения, что все крупномасштабные колебания климата в позднеледниковье-голоцене носили глобальный характер и выражены с отчетливой синхронностью, но различной амплитудой во всех частях земного шара [Изменения климата..., 1999].

Несмотря на относительно небольшую продолжительность голоцена, это время было отмечено значительными изменениями природной среды, о чем убедительно свидетельствуют многочисленные геологические, палеогеографические, геоморфологические и другие данные [Хотинский, 1977; Борисова, 2014]. По сравнению с предшествующими межледниковыми интервалами для голоцена характерен наиболее низкий термический уровень и квазипериодические (в среднем через 1000 лет) изменения температуры и влажности небольшой амплитуды [Климанов, 1989].

В Северном полушарии на заключительных стадиях оледенения произошло быстрое потепление, перешедшее в постепенный колебательный рост температуры на фоне теплого относительно стабильного климата в течение всей первой половины голоцена вплоть до 5 000 л.н. Эта фаза завершилась оптимумом, продолжавшимся от 6,2 до 5,3 тыс.л.н. [Александровский, 1983; Величко, 1989; Борзенкова, 1992]. Второй половине голоцена соответствует направленные похолодание и возрастание нестабильности климата [Александровский, 1983; Величко, 1989; Александровский, Александровская, 2005].

Детальные реконструкции развития биоклиматических условий на протяжении голоцена выполнены в настоящее время для многих частей земного шара. Однако, учитывая общность основных этапов развития природной среды, мы не будем останавливаться на обзоре литературы по данному вопросу. Ставя целью продемонстрировать региональную специфику природных изменений, ниже мы проведем анализ литературы по развитию биоклиматических условий в позднеледниковье и голоцене для различных районов юга Восточной Сибири.

Стоит отметить, что большинство ландшафтно-климатических реконструкций, осуществленных для данной территории, опираются на биостратиграфические данные, т.е. о характере растительности и климатических изменениях судят главным образом по палинологическим данным. Исследуемый регион характеризуется сложным рельефом и высокой пространственной

неоднородностью физико-географических условий. При этом количество палинологически изученных объектов распределено далеко неравномерно. Многие региональные данные о динамике растительности в голоцене и позднеледниковье не имеют детального расчленения и обеспечения хронологическим контролем. И только единичные пыльцевые записи сопровождаются результатами изучения других индикаторов изменения природно-климатических условий из тех же осадочных разрезов.

1.1.1. Динамика биоклиматических условий

Как отмечалось выше, позднеледниковый климат стал терять специфические черты на границе с голоценом, хотя начальные его фазы связаны с еще небольшим и постепенным потеплением, увлажнением и распространением лесного растительного покрова [Равский, 1972]. В голоцене Сибири прослеживается сглаживание контрастности изменений климата от северных океанических окраин к внутренним южным частям континента. Если голоценовый оптимум характеризовался для Центральной и, особенно, Северной Сибири ростом температуры января на $3,7^{\circ}\text{C}$, а июля на 5°C , то для Южной Сибири это повышение составляло: январь – 1°C , июль – $0 - 0,3^{\circ}\text{C}$. Увеличение среднегодовой влажности для Северной Сибири составило более 200 мм, для Центральной Сибири – 150 – 160 мм, для Южной Сибири – менее 50 мм [Monserud et al., 1998].

Э.И. Равский [1972] на основании анализа работ Р.Е. Гитерман, Л.В. Голубевой [1965], П.Б. Виппера [1962] указывает на три основных растительно-климатических фазы в истории голоцена юга Восточной Сибири. В течение первой из них (соответствующей пребореальному-бореальному периодам (10,3 – 8 тыс.л.н.)) формировались открытые ландшафты со сфагновыми болотами, злаково-разнотравными ассоциациями и небольшим участием кустарниковой березки. Однако, уже можно говорить о развитии островных березовых лесов с ольхой и примесью ели. Эти флористические индикаторы свидетельствуют о несомненном увлажнении климата, но не о существенном его потеплении.

Вторая фаза отмечена экспансией лесной растительности на открытые прежде пространства. Главными компонентами леса стали пихта и сибирский кедр, незначительное участие принимали ель и береза, а затем главенствующими древесными породами в лесах стали сосна и береза с примесью в Прибайкалье широколиственных – монгольского дуба и вяза. Эта фаза знаменует голоценовый климатический оптимум, ограниченный хронологически в рубежах от 9 (8,5) до 4,5 тыс. л.н. [Кинд, 1974]. В течение этого времени произошла деградация многолетней мерзлоты во внеполярных районах. Природные зоны, в частности северная граница леса, сместились к северу до 4° . Перечисленные изменения свидетельствуют о значительном потеплении относительно предшествующей фазы и современности. В последнюю фазу голоцена (от 4,5 тыс. л.н. до современности) происходит становление современных ландшафтов и климата.

Н.А. Хотинский [1977] выделяет следующие этапы в истории развития растительного покрова и климата Восточной Сибири в позднеледниковье и голоцене: позднеледниковое время, которое, по его мнению, четко прослеживается лишь в Забайкалье и характеризуется развитием безлесных ландшафтов, развивавшихся в условиях холодного резко континентального климата. Отчетливо выделяется период относительного потепления (аналог аллерёда), сменившегося похолоданием (поздний дриас).

Переход к послеледниковому времени произошел, как и во многих других районах Северной Евразии, около 10,3 тыс. л.н. и сопровождался усилением роли лесной растительности [Хотинский, 1977]. Однако характерная для позднеледниковья растительность в Забайкалье и на Енисейском кряже сохранялась в течение длительного времени в голоцене. Последнее подтверждает мнение исследователей, указывавших на значительную стабильность природных условий Восточной Сибири в голоцене. Отмечается заметное потепление в первой половине пребореального периода и похолодание – во второй.

Бореальный период на рассматриваемой территории отмечен резким смягчением континентальности и увеличением влажности климата, выразившемся в широком распространении темнохвойных еловых лесов. По мнению Н.А. Хотинского [1977], главный послеледниковый термический максимум проявился в Восточной Сибири именно в бореальном периоде, который был также и наиболее влажным в голоцене Сибири. Вновь подобные условия наступают во второй половине атлантического периода. Первая же его половина отмечена сокращением площадей еловых лесов, связанным с относительным похолоданием.

Атлантико-суббореальный рубеж фиксирует резкий климатический перелом в сторону похолодания и довольно четко и синхронно выделяется во всех исследованных разрезах [Хотинский, 1977]. Непродолжительное, но весьма сильное похолодание отмечается также и на рубеже атлантического и бореального периодов [Хотинский, 1982]. В целом ландшафтные обстановки атлантического периода отличались большей тепло- и влагообеспеченностью по сравнению с современными. По мнению одних исследователей первая половина атлантического периода была более аридной [Хотинский, 1977; 1982; Velichko et al., 1997]. Однако современные данные по Байкальскому региону и северу Монголии говорят об усилении засушливости климата во второй половине обсуждаемого временного промежутка [Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013].

Суббореальный период голоцена характеризуется нестабильностью климатических условий, выразившейся в чередовании похолоданий и потеплений (раннесуббореальное похолодание (4600 – 4100 л.н.), среднесуббореальное потепление (4100 – 3200 л.н.), поздне-суббореальное похолодание (3200 – 2500 л.н.)). Для Байкальского региона и Монголии в суббореальном периоде реконструируются более теплые или приближающиеся к климату атлантического периода условия [Хотинский, 1977; Глобальные и региональные..., 2008].

Относительное похолодание и аридизация климата в субатлантическом периоде обусловили развитие сосновых и кедровых лесов [Хотинский, 1977].

Детализация хода биоклиматических изменений в голоцене для различных частей Прибайкалья проведена в работах Е.В. Безруковой с соавторами [Безрукова, 1999; Безрукова и др., 1996; 2002; 2005], П.Е. Тарасова с соавторами [Tarasov et al., 2007], Л.В. Данько с соавторами [2009].

В Восточном Прибайкалье детальный разрез голоценовых торфянистых отложений вскрыт на I террасе Байкала в Чивыркуйском заливе. По данным Е.В. Безруковой [Безрукова и др., 1996; 2002] в интервале 12 500 – 9 000 л.н. здесь существовали северотаёжные лесотундровые ландшафты с ареалами сосны и кедра, высоким напочвенным увлажнением вследствие таяния ледников и снежников в горах и деградации многолетнемерзлых пород. Климат оставался умеренно холодным континентальным (сумма активных температур 800 – 1000°C), недостаточно влажным (среднегодовое количество осадков около 400 мм). В интервале 9 000 – 6 400 л.н. климат был умеренно континентальным, влажным. В интервале 8 000 – 6 400 л.н. потепление и увлажнение климата привели к расцвету влажной темнохвойной кедрово-пихтовой тайги с участием умеренно-термофильной флоры (лещина, ильм). 7 600 – 6 400 л.н. атмосферное увлажнение достигло 1000 мм/год. Среднегодовые температуры воздуха превышали современные на 2°C, а сумма активных температур достигала 1100 – 1200°C/год. В связи с разрушением мерзлоты и улучшением дренажа грунтов, ель сместилась с плакорных местообитаний в долинные, а в вершинном поясе гор закончилось формирование почвенного покрова, необходимого для распространения темнохвойных лесов. Эти изменения были связаны с проявлением активной циклонической деятельности, вызванной перестройкой атмосферной циркуляции Северного полушария и усилением действия тёплого и влажного североатлантического переноса воздушных масс. В интервале 6 400 – 5 700 л.н. западный перенос ослаб, что привело к иссушению климата. Похолодание и иссушение климата привели к сокращению площади пихтовых лесов. Увеличилась доля степной растительности, представленной разнотравно-злаковыми и маревыми ассоциациями [Безрукова и др., 1996; 2002].

Динамика биоклиматических условий голоцена в Южном Прибайкалье детально охарактеризована по анализу осадков из керна ст. 305а-5 на Посольской банке и органогенных отложений торфяника в районе болота Большого [Безрукова, 1998; Безрукова и др., 2002]. В интервале 12 – 10 тыс. л.н. здесь господствуют еловые, лиственничные и берёзовые леса и редколесья. В интервале 10 – 8 тыс. л.н. возросла продолжительность летней инсоляции и количество летних осадков. Это привело к деградации многолетнемерзлых пород, ледников и снежников в горах, активизации грунтового стока. Происходило формирование полидоминантных по составу древостоя лесных ассоциаций с елью, берёзой, пихтой и кедром. В интервале 8 – 6 тыс. л.н. происходит потепление и увлажнение климата, выразившееся в расширении площадей пихтовых и кедровых лесов. На сухих местообитаниях появляется сосна. В интервале 6 000 – 5 400 л.н. происходило похолодание и иссушение климата,

сопровождаясь снижением площади распространения древесных пород, экспансией кустарников, маревых и разнотравных сообществ. 5 000 – 2 500 л.н. климат становится теплее и несколько суше, возрастает его континентальность. Это вызывает замену еловых и пихтовых лесов кедровыми и сосново-лиственничными. В интервале 2 500 – 1 500 л.н. вновь наступает похолодание и увлажнение [Безрукова, 1998; Безрукова и др., 2002].

В Западном Прибайкалье реконструкция этапов развития биоклиматических условий выполнена на Приморском хребте [Данько и др., 2009]. В конце атлантического периода на территории исследований преваляровали лесные геосистемы, представленные сосновыми, лиственнично-сосновыми и, в меньшей мере, кедровыми лесами с елью, пихтой и березой. Такая ландшафтная ситуация была типичной для юга Восточной Сибири [Белова, 1985] и для бассейна оз. Байкал в частности [Безрукова, 1999]. На рубеже атлантического и суббореального периодов (5,4 – 5,3 тыс. кал. л.н.) роль древесной растительности в регионе несколько возросла. Увеличение содержания пыльцы сосны и особенно березы одновременно с двукратным уменьшением пыльцы кедра и ели 5,3 – 5,0 тыс. л.н. авторы объясняют похолоданием на границе атлантического и суббореального периодов, которое отчетливо проявилось на большей части Евразии снижением температур со снижением количества атмосферных осадков в районе исследований [Данько и др., 2009]. В начале суббореального периода (5,0 – 3,7 тыс. л.н.) отмечается похолодание, выразившееся в расселении березы и усилении позиций лиственницы в составе лесных геосистем. В травянистом покрове возрастает обилие видов-ксерофитов. Примерно 3,7 тыс. л.н. наблюдается заметный рост содержания пыльцы сосны, кедрового стланика и, в меньшей степени, пыльцы лиственницы, ели, пихты при уменьшении количества пыльцы кедра и березы, что соответствует эпизоду максимального потепления в суббореальном периоде. 3,2 – 2,6 тыс. л.н. наблюдается увеличение количества пыльцы сосны и кедра, индицирующее рост площади коренных таежных лесов. Относительно большую долю в структуре лесов составляла береза. Указанные изменения объясняются авторами [Данько и др., 2009] повышением увлажнения. Начало субатлантического периода в Северной Евразии знаменуется похолоданием климата около 2 500 л.н., которое относят к наиболее сильным из продолжительных похолоданий позднего голоцена [Klimenko, 2004]. По данным Л.В. Данько с соавторами [2009] в районе исследований превалявали сосново- и кедрово-лиственничные геосистемы, широкое распространение имели береза и злаково-полынные ассоциации, в среднегорных геосистемах сократилась доля ели, лиственницы и возросло обилие кустарниковой березки. Такие изменения свидетельствуют об оптимальном развитии темнохвойной кедровой тайги с участием березы в условиях достаточной влагообеспеченности. Во второй половине субатлантического периода (1,5 – 1,2 тыс. л.н.) отмечается некоторое потепление и увлажнение климата [Данько и др., 2009].

Характер биоклиматических изменений голоцена на территории Селенгинского среднегорья охарактеризован в ряде работ. По данным П.Б. Вишпера [цит. по Базаров, 1968] спорово-пыльцевой спектр нижней части донных илов

(соответствующих раннему голоцену) озер Гусино-Убукунской системы показывает, что древесная и недревесная пыльца была представлена в равном количестве. В других районах, особенно на юге среднегорья, в начале голоцена преобладали безлесные ландшафты с редкими островами березовых и сосновых лесов. Выше по разрезу содержание древесной пыльцы (сосновой и березовой) в донных илах неуклонно увеличивается с параллельным сокращением недревесной. Наиболее вероятно, что такие изменения фиксируют потепление и увлажнение климата в оптимум середины голоцена. В это время в южных районах Бурятии по данным Э.И. Равского [1972] произрастали березовые леса, появились широколиственные породы – дуб и вяз. В верхах разреза донных илов, относящихся к позднему голоцену, наблюдается увеличение пыльцы трав и, следовательно, отступление леса вследствие похолодания и усиления сухости климата [Базаров, 1968].

Сходная картина изменений растительности в течение голоцена наблюдалась П.Б. Виппером [1962] в донных отложениях оз. Котокель. В последнее время разрез донных отложений озера детально охарактеризован в работе Е.В. Безруковой с соавторами (Безрукова и др., 2011). В целом, авторы выделяют ряд интервалов: 1) 15,5 – 11 тыс. кал. л.н. – время кратковременных резких климатических колебаний, вызвавших значительные изменения в ландшафтной структуре и составе растительности. Авторами выделено 5 фаз длительностью от 400 до 1 200 лет (15,5 – 14,7, 14,7 – 14,3, 14,3 – 13,2, 13,2 – 12,5 и 12,5 – 11,7 тыс. кал. л.н.). В целом, климат данного периода соответствовал резко континентальному и изменялся от сухого и очень холодного до более влажного и холодного. В интервале 11 – 7 тыс. кал. л.н. степень континентальности климата в бассейне озера уменьшилась. Он характеризовался мягкими зимами и прохладным летом, высоким среднегодовым количеством осадков. Позже (7 – 2,5 тыс. кал. л.н.) континентальность климата возрастает, существенно уменьшается среднегодовое количество осадков, растет летняя температура и падает зимняя. В интервале от 2,5 тыс. кал. л.н. до современности наблюдается тенденция к возрастанию степени континентальности климата.

1.1.2. Осадконакопление, почвообразование

Общеизвестно, что растительность является наиболее чувствительным к климатическим изменениям компонентом ландшафтов [Белов и др., 2006]. Вместе с тем, субаэральные отложения и почвы также несут очень богатую палеоклиматическую информацию, в ряде случаев гораздо более разностороннюю, нежели чем донные осадки и торфяники. Причина этого заключается в том, что колебания температуры и влажности на суше проявляются более резко. На эти колебания реагируют все компоненты ландшафта через изменения характера и интенсивности педогенеза, осадконакопления, криогенеза, эрозии и др. [Retallack, 2001; Воробьева, 2010]. Поэтому анализ динамики режимов осадконакопления и почвообразования в контексте голоценовых биоклиматических изменений представляется не менее важным, чем анализ изменений растительности.

Время становления современной физико-географической обстановки – голоцена – связано с накоплением аллювиальных отложений высокой и низкой пойм и, в местах протекания активных эоловых процессов, – песчаных толщ. Древнейшими голоценовыми слоями следует считать отложения высокой поймы, высота которой над меженным уровнем, как правило, колеблется в пределах 4 – 5 м. Осадки высокой поймы уже не несут следов сингенетической или эпигенетической ископаемой мерзлоты и формировались во время климатического оптимума [Равский, 1972].

Детально климатические колебания голоцена Западного Прибайкалья охарактеризованы Г.А. Воробьевой [2010] на основании педолитологических данных, полученных из разрезов почвенно-седиментационных серий пойм, подножий склонов и конусов выноса. Согласно данным указанного автора на рубеже плейстоцена и голоцена в Прибайкалье произошло экстремально сильное похолодание, сопоставляемое хронологически с поздним дриасом Европы и норильской фазой Западной Сибири 11 – 10,3 тыс.л.н. (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.). Фаза глубокого и резкого похолодания климата совпала с аридизацией, продолжавшейся значительную часть раннеголоценового времени. Финально-плейстоценовое похолодание оставило свои следы в виде системы криогенных жил. Изучение особенностей их строения дало основание Г.А. Воробьевой [2010] предполагать, что среднегодовые температуры в указанный период понижались не менее чем до $-4...-6^{\circ}\text{C}$.

В раннем голоцене (пребореальный и бореальный периоды (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.)) природно-климатическая обстановка была сложной и динамичной. Наиболее выраженными трендами были потепление и увлажнение климата в первой половине указанного интервала и некоторое похолодание и снижение увлажненности на завершающих этапах бореала. Небольшие кратковременные колебания теплообеспеченности и увлажненности на протяжении описываемого времени выразились в прерывистом почвообразовании, фиксирующемся по чередованию в разрезах гумусовых горизонтов почв и прослоев делювиальных и эолово-делювиальных песков и супесей с грубообломочными включениями. В целом, по мнению Г.А. Воробьевой [2010], ранний голоцен был временем, в течение которого произошла деградация значительного объема реликтовой многолетней мерзлоты, унаследованной от позднего плейстоцена.

Климат среднего голоцена (атлантический период (8,8 – 5,4 тыс. кал. л.н.)) характеризовался постепенным потеплением и увлажнением, в результате чего существенно повысилась водность рек. Воробьевой [2010] отмечается интенсификация процессов почвообразования и гумусонакопления, нарастание интенсивности мобилизации биогенных элементов. Почвенные горизонты, сформировавшиеся в это время, характеризуются повышенным содержанием гумуса и гуминовых кислот, хорошо оструктурены [Данько, 2009]. Оптимизация климатических условий достигла максимума в позднеатлантическое время 6,0 – 4,9 тыс. л.н. Г.А. Воробьевой [2010] отмечается более тяжелый гранулометрический состав среднегоценовых делювиальных отложений в сравнении с раннеголоценовыми, что, по мнению исследователя, обусловлено ослаблени-

ем делювиального смыва с хорошо задернованных склонов. Напротив, аллювиальные отложения среднеголоценового возраста приобретают более легкий гранулометрический состав из-за повышения гидродинамической активности водных потоков. Отмечается повышение мощности и частоты паводков, вызывающих местами размывы гумусовых горизонтов.

Для позднего голоцена, включающего суббореальный и субатлантический периоды (5,4 – 0 тыс. кал. л.н.) отмечается высокая динамичность климатических колебаний, выразившаяся в слоистом характере отложений, резком колебании по слоям гумуса, песчаных и глинистых фракций. Продолжительность климатических фаз составляла 300 – 400 лет. В суббореальном периоде отмечается некоторое похолодание и аридизация климата [Данько, 2009; Воробьева, 2010]. Субатлантический период (2,5 тыс. л.н. - современность) характеризуется ещё большей засушливостью, активизацией во многих районах Западного Прибайкалья эоловых процессов [Воробьева, 2010].

Общие особенности динамики климатических условий в голоцене и её влияния на осадконакопление и почвообразование отмечены в работе Г.Ф. Копосова [1983]. Автор указывает, что климатическая среда Восточной Сибири, в частности Прибайкалья, в начальный этап голоцена изменялась не совсем синхронно с равноширотной территорией европейской части СССР. Высокий темп повышения среднегодовой температуры, начавшийся с конца пребореального периода, сопровождался синхронным увеличением увлажненности климата. Термопльвиальный период (атлантический оптимум) характеризовался увеличением эрозионной деятельности рек, что активизировало течение склоновых процессов. Повышение энергетического обеспечения почвообразования способствовало более глубокой проработке отложений почвообразованием. Почвы таежного пояса формировались при ярко выраженном промывном водном режиме. В степном поясе создались благоприятные условия для формирования почв с мощным высокогумусным горизонтом. Дальнейшая прогрессирующая аридизация и похолодание климата благоприятствовали частичному восстановлению многолетнемерзлых горизонтов в почвах на многих элементах рельефа, активизировали процессы мерзлотной дифференциации обломочного материала, создали условия для развития эоловых процессов [Копосов, 1983]. Снижение водности рек привело к осушению значительных площадей пойм и низких надпойменных террас, что отразилось на ходе педогенеза в днищах долин и сопряженных с ними территорий. В таёжном поясе снизились потенциальные возможности болотообразования, в степном – наступил период остепнения речных долин, формирования ареала засоленных почв в современном его виде [Копосов, 1983].

Таким образом, время становления современных ландшафтов – голоцен – имеет длительную историю изучения, на протяжении которой выявлены основные особенности изменений природной среды. Однако, как отмечалось выше, основой для интерпретаций в подавляющем большинстве случаев служили данные спорово-пыльцевого анализа донных отложений и торфяников. Примеры применения педолитологической информации (субэараль-

ные отложения, палеопочвы) для восстановления изменений природной среды голоцена встречаются в литературе значительно реже. Тем не менее, использование таких данных имеет высокий потенциал для реконструкции природной среды через раскрытие характера почвообразования и обстановок осадконакопления. Хорошо стратифицированные разрезы могут отражать даже кратковременные колебания биоклиматических условий (300 – 500 лет) [Сычева, 2008]. Во многих случаях отмечается асинхронное наступление различных периодов голоцена, выявляемое при сравнении палинологических и педолитологических данных. Некоторые фазы голоцена не находят своего отражения в спорово-пыльцевых спектрах, проявляясь в разрезах почвенно-седиментационных серий, и наоборот [Воробьева, 2010]. Поэтому накопление знаний о закономерностях изменений природной среды в голоцене и позднеледниковье и отклике субэкральных отложений и почв на данные изменения является актуальной задачей, решение которой может в существенной мере компенсировать неполноту геологической летописи.

1.2. Современные модели педогенеза. Синлитогенное (синседиментационное) почвообразование

Одним из основных компонентов ландшафтов являются почвы, в связи с чем, они играют важную роль в палеоэкологических исследованиях. По определению М.А. Глазовской [1988] почвы являются одним из самых информативных блоков ландшафтно-геохимической системы, её ядром, в котором встречаются и взаимодействуют потоки вещества и энергии, связывающие все компоненты ландшафта в единое целое. Обладая сенсорностью и рефлекторностью [Таргульян, Соколов, 1978], почвы меняются в пространстве и времени вместе с условиями среды и отражают эти изменения в комплексе своих признаков [Yaalon, 1970; Таргульян, 2008], т.е. в почве находит отражение пространственно-временная структура ландшафта [Александровский, 1996].

Почвы, как экспонированные, так и погребенные образуют важный блок геологической летописи разрезов четвертичных отложений [Kraus, 1999; Sheldon and Tabor, 2009; Седов и др., 2010]. Они дополняют информацию о процессах и условиях осадконакопления, вносят вклад в общую картину развития природной среды, являются важным хроностратиграфическим репером, позволяющим проводить стратиграфическое расчленение отложений, устанавливать хронологию формирования почвенно-седиментационной последовательности и выполнять корреляцию пространственно удаленных толщ [Richmond, 1962; Holliday, 1985; Hanneman et al., 1994; Ye, 1995; Solleiro-Rebolledo et al., 2004; Cremeeens, Hart, 1995; Birkeland, 1999; Зыкина, Зыкин, 2012].

В настоящее время в ряде наук, исследующих современные и древние процессы почвообразования и континентального литогенеза, оформились две концепции формирования субэкральных почв и кор выветривания. В рамках первой, классической концепции, берущей начало от В.В. Докучаева и К.Д. Глинки, почвообразование воспринимается как органическая составная часть формирования коры выветривания (рис. 1). Кора выветривания и почва

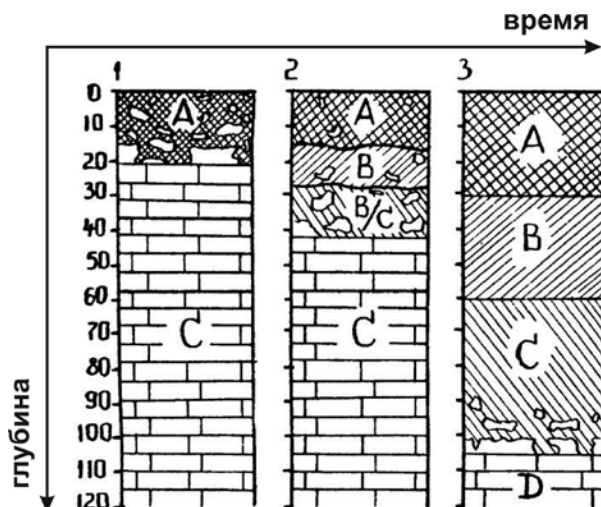


Рис. 1. Идеальная моногенетическая модель почвообразования.

Типы строения почвенных профилей по [Розанов, 2004]: 1 – примитивный; 2 – неполноразвитый; 3 – нормальный.

развиваются в стабильной толще материнской породы вглубь от фиксированной дневной поверхности. Как результат, формируется генетически единый элювиальный профиль, который, в итоге приходит в своем развитии к зрелому равновесному состоянию с совокупностью факторов почвообразования на конкретной территории [Ильичев, Таргульян, 1985; Соколов, 2004].

Все горизонты почвенного профиля синхронны и сингенетичны. Видимые в почвенных профилях признаки и свойства трактуются актуалистически, т.е. как отражение в почвах только наблюдаемых в настоящее время факторов и процессов. Описанной модели почвообразования в наибольшей степени отвечают автоморфные почвы, формирующиеся на мощной толще рыхлых однородных пород или на плотных породах при условии стабильной дневной поверхности. Подобная модель почвообразования именуется как «идеальная моногенетическая модель» [Таргульян, Соколова, 1996].

Развитием описанной концепции стала разработка полигенетической модели почвообразования, чему способствовало появление в последние десятилетия большого количества публикаций, в которых подтверждалось, что полигенетичность почв скорее правило, чем исключение [Герасимов, 1976; Гугалинская, 1997; Александровский, Александровская, 2005; Алифанов, Гугалинская, 2005; Воробьева, 2010 и др.]. В рамках этой модели считается, что формирование наблюдаемого в данный момент почвенного профиля является результатом совокупного воздействия нескольких процессов, которые функционировали на протяжении всей истории почвообразования и последовательно сменяли друг друга при смене природно-климатических условий. Почвенные процессы функционируют на разных этапах эволюции почвы в одном объеме породы, накладываются друг на друга, стирая или усложняя

признаки предшествующих стадий [Yaalon, 1970; Таргульян, 2008]. Формирование такого полноразвитого профиля происходит в условиях длительного преобладания сингенетических процессов почвообразования и выветривания и также не осложняется процессами осадконакопления [Таргульян, 2008].

Вторая концепция, оформившаяся при изучении лёссовых толщ и погребенных в них почв, наряду с подобным ходом процесса вводит в систему коры и почвообразования эпизодическое или регулярное поступление на дневную поверхность осадочного материала [Герасимов, 1976]. Скорость осадконакопления не остается неизменной во времени: периоды стабилизации дневной поверхности и формирования почв в условиях медленной седиментации чередуются с этапами активизации эрозионно-аккумулятивных процессов, что приводит к погребению почв под вновь отложившейся толщей наносов (рис. 2). Такие условия наиболее характерны для речных пойм и дельт, областей активного протекания эрозионно-аккумулятивных процессов, золовой аккумуляции и т.п. [Александровский, Александровская, 2005].

Как мы можем видеть, в основе выделения описанных концепций стоит вопрос о соотношении почвообразования и континентального осадконакопления. На земной поверхности педогенез и седиментогенез – тесно связанные между собой процессы [Глазовская, 2009].

Соотношение почвообразования и осадконакопления наилучшим образом проявляется в областях с молодым скульптурным рельефом, где названные процессы отражают динамику ландшафтов, смены фаз их устойчивого и неустойчивого развития.

Благодаря взаимному протеканию педогенеза и седиментогенеза в пределах трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов (поймы, днища и склоны балок, конусы выноса, подгорные делювиально-пролювиальные шлейфы) формируются особые педолитогенные толщи, состоящие из наслаивающихся в определенной последовательности почв и отложений различного генезиса: аллювиальных, делювиальных, пролювиальных, селевых, золовых (рис. 3) [Шанцер, 1982; Карагодин, 1990; Сычева, 2008].

В пределах таких толщ почвы отражают фазы стабилизации рельефа, которые периодически сменяются этапами активизации эрозионно-аккумулятивных процессов [Birkeland, 1999; Kraus, 1999; Retallack, 2001; Седов и др., 2010; Воробьева, 2010]. Педогенез протекает по аккумулятивно-осадочной модели (см. рис. 2) [Таргульян, Соколова, 1996]. Как результат эти почвы выделяются высокой динамичностью развития [Добровольский, 1968; Величко, Морозова, 1975]. Для них характерно сочетание процессов седиментогенеза и климатической эволюции. Такие почвы развиваются не только в результате прямого воздействия климата и биоты, но и под косвенным воздействием эволюционировавших ландшафтов водоразделов и склонов долин, катенарно связанных с ландшафтами и почвами днищ долин. Для пойменных и балочных почв характерны процессы омоложения, обусловленные седиментацией и погребением, а также эрозионного разрушения почв и возобновления педогенеза на молодых поверхностях [Александровский, Александровская, 2005].

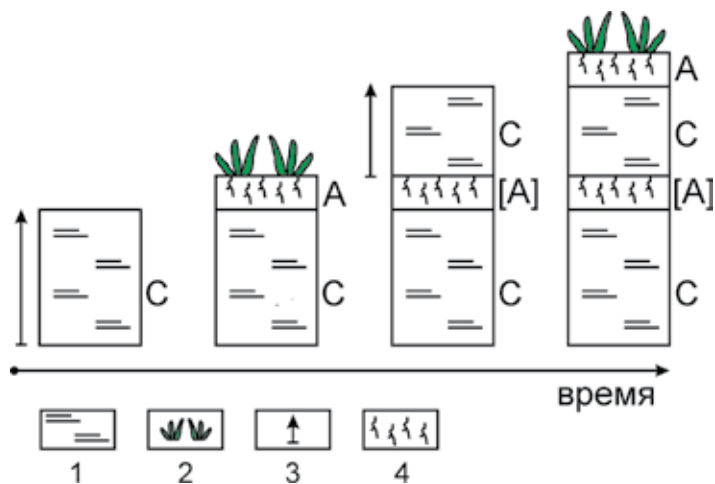


Рис. 2. Аккумулятивно-осадочная модель почвообразования.

1 – рыхлые отложения; 2 – растительность; 3 – стадии осадконакопления; 4 – гумусовые горизонты.



Рис. 3. Почвенно-седиментационная серия. Тарбагатайский район Республики Бурятия, июль 2014 г.

Темные слои представляют собой гумусовые горизонты почв, светлые – прослой отложений.

По мнению Александровского и Александровской [2005] факторами эволюции пойменных и балочных почв являются: 1) климат, колебания которого влияют на гидрологический режим рек, режимы функционирования эрозионно-аккумулятивных форм и, как следствие, на интенсивность поступления наилков на пойму и степень выноса / аккумуляции материала и вызывают формирование или погребение почв. Кроме этого климат оказывает непосредственное влияние на характер растительности и биоты в целом и на особенности почвообразования; 2) тектонические движения: отрицательные приводят к активизации эрозионно-аккумулятивных процессов, постепенно накоплению аллювия, положительные – к выходу поймы из пойменного режима и эволюции почв в сторону автономных; 3) антропогенный фактор воздействует на почвы поймы прямо – путём изменения растительности поймы и косвенно – через изменения водораздельных ландшафтов, обезлесение и распашка которых ведут к увеличению смыва мелкозёма в долины и подчиненные ландшафты. После погребения почв картина их эволюции может осложняться воздействием диагенетических процессов [Александровский, Александровская, 2005]. Значительное влияние может оказывать саморазвитие речной системы (горизонтальные перемещения и врезание русла, его заиливание), что меняет гидрологический режим пойменных почв и, в конечном счете, обуславливает их эволюционные изменения.

Мощность педолитоседиментов зависит от активности тектонических и интенсивности денудационно-седиментационных процессов. Строение педолитоседиментов, наличие в них погребенных почв определяются чередованием и продолжительностью периодов активизации процессов почвообразования и осадконакопления [Глазовская, 2009]. В зависимости от интенсивности и периодичности седиментации выделяется несколько типов формирования почв [Соколов, 2004; Follmer, 1982; Cremeens, Hart, 1995; Александровский, 2004; Глазовская, 2009] (рис. 4):

1) частый, но слабый седиментогенез при высокой интенсивности педогенеза. На поверхность почвы периодически поступают небольшие порции свежего осадка, но его количества недостаточно для погребения почвы. Скорости седиментации низкие и сопоставимы со скоростями педогенеза. Имеет место их совместное развитие – синлитогенное почвообразование (синседиментационное почвообразование, педоседиментогенез). В этом случае процессы аккреции твердых частиц на поверхности почвы сочетаются с гумусообразованием, выветриванием, выщелачиванием и другими почвообразовательными процессами. Как результат наблюдается рост почвенного профиля вверх за счет увеличения мощности гумусового горизонта и срединной части профиля. Такие почвы носят название кумулятивных [Ferring, 1992] или синлитогенных. Однако понятие литогенез имеет широкое значение и включает помимо седиментации и процессы выветривания и метаморфизма отложений на глубине [Фролов, 1992]. В описываемом случае геологический компонент литогенеза представлен лишь накоплением отложений, поэтому удачнее называть формирующиеся почвы синседиментационными [Александровский, 2004];

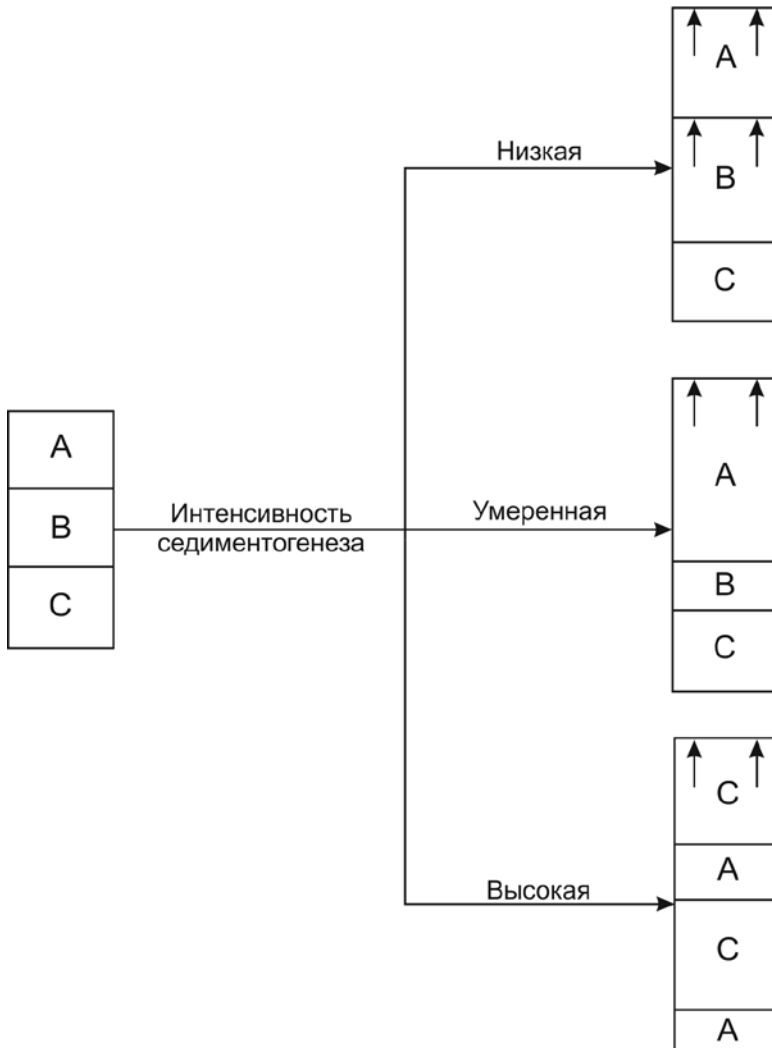


Рис. 4. Влияние интенсивности седиментации на развитие почвенного профиля.

2) частый, умеренный седиментогенез и/или пониженная интенсивность педогенеза (см. рис. 4). Профили почв, формирующиеся при умеренном седиментогенезе и пониженной интенсивности почвообразования, также нарастают вверх за счет увеличения мощности гумусового горизонта. Вместе с тем, мощность и степень развития срединной части профиля остается без изменений [Follmer, 1982]. При увеличении скорости седиментации формируются слои осадков с признаками почвообразования (тонкими гумусированными прослоями) [Александровский, 2004];

3) периодическая, но относительно мощная активизация седиментогенеза (см. рис. 4). При каждом новом цикле седиментации происходит погребение

почвенного профиля под вновь отложившейся толщей наносов. В результате формируются циклически построенные, стратифицированные толщи рыхлых отложений, состоящие из серий погребенных почв, профили которых могут быть вложены, наложены или отделены друг от друга слоями осадков различного генезиса.

Многими исследователями неоднократно подчеркивалось, что в таких сложно построенных почвенно-седиментационных сериях можно обнаружить наиболее полную запись истории развития почв и природной среды в голоцене, связанную с естественными и антропогенными воздействиями [Воропай, Куница, 1972; Mandel, 1992; Yamskikh, 1998; Александровский, Александровская, 2005; Сычева, 2008; Воробьева, 2010]. Основные причины этого заключаются в следующем:

1) в строении таких разрезов находят отражение фазы устойчивого и неустойчивого развития ландшафтов. Первым соответствуют почвы, которые формируются при минимальных скоростях седиментации и наиболее благоприятных условиях для развития биоты, вторым – слои осадков различного генезиса, формирующиеся при возрастании интенсивности осадконакопления [Birkeland, 1999; Kraus, 1999; Retallack, 2001; Седов и др., 2010; Воробьева, 2010];

2) и почвенный, и осадочный компоненты подобных разрезов несут палеоландшафтную информацию и представляют собой два взаимодополняющих типа записи об изменениях природной среды во времени [Walker, 1962; Шанцер, 1966; Таргульян, 2008];

3) хорошо выраженная стратификация позволяет фиксировать даже кратковременные (300 – 500 лет) ландшафтно-климатические изменения [Сычева, 2008; Воробьева, 2010];

4) многочисленные почвы, переслаивающиеся с горизонтами отложений, позволяют детально определить хронологию формирования почвенно-седиментационной последовательности и провести корреляцию пространственно удаленных разрезов [Richmond, 1962; Holliday, 1985; Hanneman et al., 1994; Ye, 1995; Solleiro-Rebolledo et al., 2004; Cremeens, Hart, 1995; Birkeland, 1999; Зыкина, Зыкин, 2012];

5) датирование погребенных почв позволяет количественно оценивать скорости почвообразования и их соотношение с темпами накопления рыхлых отложений [Александровский, 2004; Holliday, 1992; Kraus and Bown, 1993; Kraus, 1999].

Исходя из вышесказанного, изучение почвенно-седиментационных серий представляет значительный интерес как для решения вопросов генетического почвоведения, так и для комплексных почвенно-геоморфологических исследований, направленных на восстановление динамики развития рельефа и ландшафтов в целом. Вместе с тем, наиболее полное и целостное понимание закономерностей формирования описываемых толщ требует определенной методологии исследования и привлечения комплекса методов почвоведения, литологии, геоморфологии и геохронологии.

1.3. Объекты и методы исследования

В основу методологии исследования положен системный подход, через применение которого напрямую реализуется сопряженность палеогеографических методов и реконструируемых событий, оценивается согласованность результатов совместного анализа взаимосвязей между компонентами природного комплекса. Применение системного подхода дает возможность познания сложного палеогеографического объекта как целостной саморазвивающейся системы, формирование которой обусловлено характером взаимодействия развивающихся во времени и пространстве факторов и событий [Методы палеогеографических..., 2010].

Объектом исследования являются сложно организованные толщи рыхлых отложений, состоящие из повторяющихся и последовательно сменяющихся друг друга в вертикальном профиле двух или более компонентов: почв и отложений различного генезиса. Для генетической расшифровки таких почвенно-седиментационных серий применялся комплекс методов почвоведения, литологии и геохронологии, в совокупности составляющих единый подход, основанный на следующих представлениях:

1) концепции памяти почв, берущей начало в трудах В.В. Докучаева в виде почвенно-генетической триады «факторы – процессы – свойства», понятийно и терминологически сформулированной в работе В.О. Таргульяна и И.А. Соколова [1978] и активно развивающейся в настоящее время [Память почв..., 2008]. В общих чертах память почв понимается как потенциальная способность почвенных систем отражать в своих свойствах действие факторов и процессов почвообразования. Основным носителем памяти почв является их твердофазная составляющая – минеральные, органические и органо-минеральные вещества и структуры, как унаследованные от почвообразующих пород, так и новообразованные в процессах педогенеза и выветривания [Таргульян, 2008];

2) учении о фациях и фациальном анализе, положенном в основу принципов и методов литологии. Согласно учению о фациях осадки являются важнейшим источником информации о географии прошлого. В вещественном составе отложений запечатлеваются главные особенности процессов литогенеза, которые действовали и действуют на поверхности Земли и контролируются климатическими, биологическими и геологическими факторами [Страхов, 1960, 1963; Шанцер, 1966; Крашенинников, 1971; Reading, 1996]. Отсюда, особенности и свойства отложений (фаций осадков) позволяют выявить зависимость их признаков от физико-географических условий накопления, что в первую очередь решается через установление генетического типа отложений [Шанцер, 1966; Методы палеогеографических..., 2010];

3) концепции морфолитопедогенеза [Гугалинская, 1997; Алифанов, Гугалинская, 2005], согласно которой каждое элементарное почвенное образование (элемент педоциклита) формируется в процессе одного цикла морфолитопедогенеза, состоящего из двух последовательных стадий: стадии накопления (сноса) материала и стадии последовательной проработки вновь отложенного (экспонированного) материала процессами почвообразования.

Таким образом, в рамках применяемого подхода формирование описываемых толщ рыхлых отложений воспринимается как результат диалектического единства сменяющих друг друга во времени процессов осадконакопления и почвообразования, где почвы и перекрывающие их осадки представляют собой «элементарные ячейки памяти» о ландшафтно-климатических обстановках прошлого. Отсюда первостепенные задачи изучения почвенно-седиментационных серий – установление закономерностей формирования слагающих их отложений и почв, выявление тенденций пространственно-временной изменчивости показателей в связи с условиями осадконакопления и почвообразования.

В связи с вышесказанным реализация применяемого подхода делится на ряд стадий:

1) стратиграфическое расчленение исследуемого разреза с применением геологического стратиграфического метода, заключающегося в выделении литостратиграфических единиц и выявлении последовательности их напластования. Дробное стратиграфическое расчленение отложений, определяющее точность последующих выводов, возможно только на основе тщательного анализа строения, вещественного состава и условий залегания осадков в соответствии с геоморфологической приуроченностью;

2) покомпонентный анализ исследуемого профиля методами полевой (сравнительно-географический, сравнительно-литологический, сравнительно-геоморфологический, сравнительно-морфологический методы) и специальной (сравнительно-генетический, сравнительно-аналитический методы) диагностики [Роде, 1971; Дергачева и др., 1984; Зыкина, Зыкин, 2012];

3) синтез и интерпретация полученной информации. Восстановление условий формирования почвенно-седиментационной последовательности на основе принципов историзма, актуализма, причинности, дополнительности, зональности, синхронности / метахронности, направленности и ритмичности развития природной среды [Рухин, 1962; Зубаков, 1963; Лунсгерсгаузен, 1964; Величко, 1973; Веклич, 1990; Свиточ и др., 2004 и др.].

4) локальная и региональная корреляция литостратиграфических единиц, выделение этапов активизации денудационно-аккумулятивных процессов и почвообразования, установление хронологической последовательности событий, т.е. интерпретация стратиграфических данных.

Морфогенетический анализ и описание почв и отложений выполнено с учетом рекомендаций, предложенных Б.Г. Розановым [2004]. Для определения цвета почв и отложений использовалась эталонная шкала Munsell Soil Color Charts [2009]. Цвет образцов определялся в сухом состоянии.

При изучении физико-химических свойств почв руководствовались общепринятыми методами исследований [Аринушкина, 1970; Методы..., 1977; Практикум..., 1987; Вадюнина, Корчагина, 1986]. В лабораторных условиях отобранные образцы почв и отложений высушивались до воздушно-сухого состояния, измельчались и просеивались через сито диаметром 1 мм. Определение содержания CO_2 карбонатов выполнено обменным (ацидиметрическим)

методом. Содержание общего органического углерода – методом мокрого сжигания по Тюрину. Изучение группового состава гумуса почв проводили по методу Кононовой-Бельчиковой [Кононова, 1963; Кононова, Бельчикова, 1961]. Содержание общего азота – фотометрическим методом «индофеноловой зелени» по ЦИНАО [ГОСТ 26107-84]. Значения $pH_{\text{водн}}$ почвенных суспензий определены потенциометрически. Определение гранулометрического состава почв и отложений выполнено по средней пробе в стоячей воде методом пипетки в варианте Н.А. Качинского.

Изотопный состав углерода и азота органического вещества почв определяли после удаления корней, детритовых включений и карбонатов. Последние удалялись многократной обработкой образцов 5%-й HCl. Сжигание проводилось при температуре 650°C с CuO в качестве окислителя. Измерения проведены в университете Галле-Виттенберг (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Германия) с использованием масс-спектрометра Finnigan Delta V Advantage. Результаты изотопных измерений выражены в промилле (‰) по отношению к стандартам VPDB (для углерода) и AIR N₂ (для азота).

Изучение субмикростроения карбонатных новообразований проводилось с использованием электронного микроскопа Philips SEM 525 M на базе приборного центра «Электронная микроскопия» ЛИИ СО РАН (г. Иркутск).

Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено сцинтилляционным методом с использованием низкофонового жидкостного сцинтилляционного спектрометра-радиометра Quantulus-1220 (США) в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот [Арсланов, 1971; Арсланов, 1976; Арсланов, 1987]. Для погребенных почв наибольшей степени развития определен абсолютный возраст кровли и подошвы, что позволило установить временные рамки их формирования.

В тексте приводятся калиброванные даты. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы “CalPal” Кёльнского университета [Danzeglocke et al., 2006].

Глава 2

Современные природные условия и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья

2.1. Общая характеристика рельефа

Под Селенгинским среднегорьем понимается бассейн реки Селенги в пределах Российской Федерации без Хэнтэй-Чикойского нагорья [Базаров, 1968]. Согласно Д.Б. Базарову и И.В. Антощенко-Оленеву [Нагорья..., 1974] оно входит в состав Западного Забайкалья. С севера среднегорье ограничено водораздельными линиями хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы (рис. 5).

Южная граница проходит по государственной границе с МНР и далее на восток – по северному склону Хэнтэй-Даурского нагорья. На востоке оно граничит с Витимским плоскогорьем по водоразделу между Селенгинским, Витимским и Шилкинским водосборными бассейнами. С запада и юго-запада среднегорье обрамляет Джидинский горный район, охватывающий бассейн верхнего и среднего течения р. Джиды и значительной своей частью входящего в состав Саяно-Байкальского станового нагорья [Нагорья..., 1974].

Наиболее общей чертой рельефа Селенгинского среднегорья является чередование низких и средневысотных хребтов, обладающих сглаженными водоразделами, и межгорных впадин, ориентированных в северо-восточном или восток-северо-восточном направлении [Нагорья..., 1974].

Межгорные котловины Селенгинского среднегорья являются типичными котловинами забайкальского типа, которые по характеру рельефа занимают промежуточное положение между глубокими и асимметричными котловинами байкальского типа и широкими плосковогнутыми депрессиями Восточного Забайкалья [Флоренсов, 1960]. Они представляют собой линейно вытянутые прогибы, обычно с плавным переходом плоских днищ в предгорья и хорошо развитым горным обрамлением. Асимметрия склонов в котловинах забайкальского типа выражена слабее, чем в рифтовых котловинах байкальского типа, но их северные и северо-западные склоны обычно более крутые [Флоренсов, 1960].

Длина межгорных котловин Селенгинского среднегорья достигает 100-120 км, ширина колеблется от 1 до 28 км, площадь – от 75 до 1200 км², средняя высота их днищ – от 550 до 900 м. Котловины как формы рельефа состоят из днища и бортов. Последние являются одновременно и склонами горных хребтов. По Н.А. Флоренсову [1960] справедливо считать собственно котловинами днища и части склонов с осадочными толщами законченного

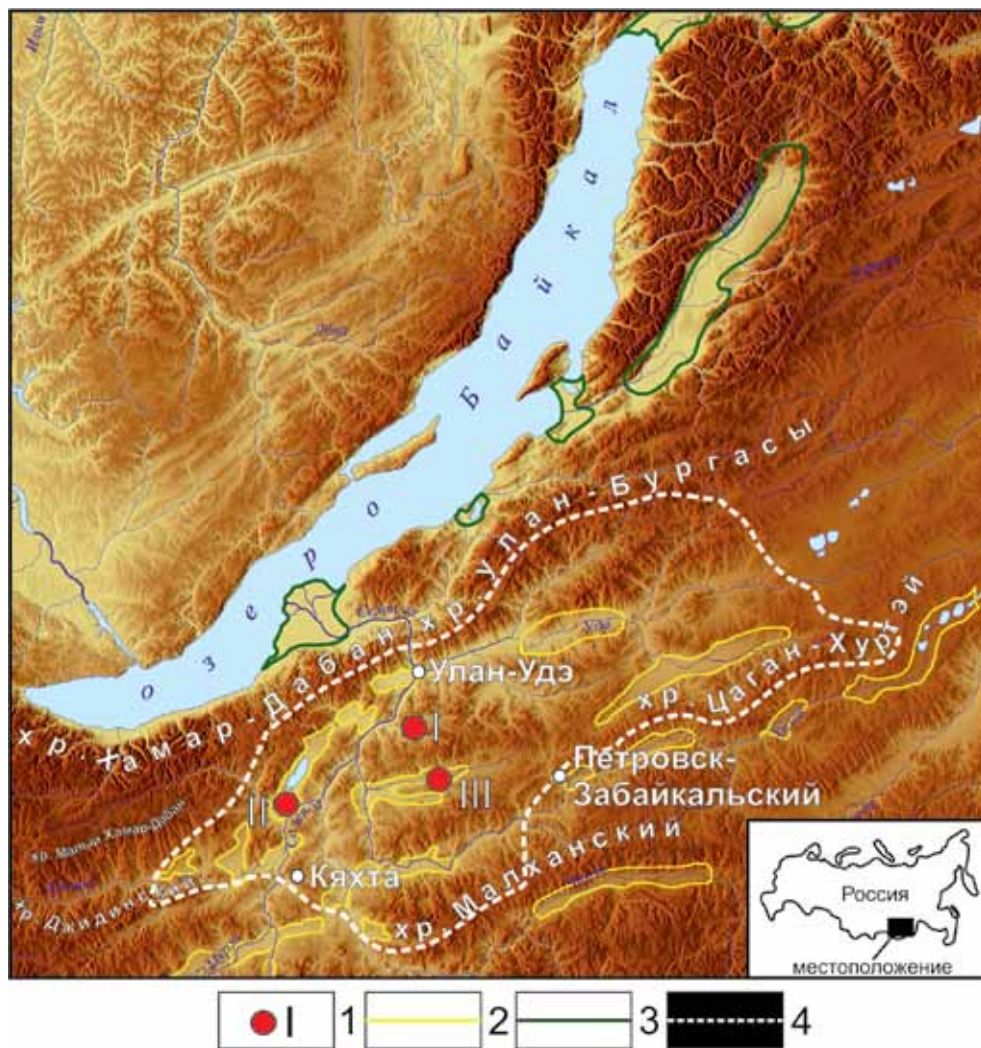


Рис. 5. Положение Селенгинского среднегорья в пределах Западного Забайкалья и основные районы исследования.

1 – районы исследования: I – Куйтунское межгорное понижение; II – Селенга-Хилоцкий геоморфологический район; III – Тугнуйская котловина; 2 – котловины забайкальского типа; 3 – котловины байкальского типа; 4 – граница Селенгинского среднегорья.

слоеобразования, преобразованными в ложе аккумуляции, а вышележащие области сноса относят к горному обрамлению.

Внутренние поля межгорных котловин отнесены к малым аккумулятивным равнинам и состоят из наклонных делювиально-пролювиальных и аллювиально-пролювиальных, плоских террасированных аллювиальных, плоских озерно-аллювиальных, волнистых аллювиально-эоловых поверх-

ностей [Адаменко, 1976]. Осложняют рельеф межгорных котловин изолированные от горных массивов останцы, островные сопки, холмы и увалы [Реймхе, 1986].

Формирование рельефа Селенгинского среднегорья, определяющего структуру и функционирование современных ландшафтов и оказывающего непосредственное влияние на направленность и интенсивность процессов экзогенного рельефообразования и почвообразования в позднеледниковье и голоцене, тесно связано с геологической историей развития территории. Это обусловлено тем, что в основе всех его крупных орографических единиц лежат тектонические структуры [Базаров, 1968].

2.2. Геологическое строение и основные черты развития рельефа в мезозое

Вопросами дочетвертичной геологии Селенгинского среднегорья и прилегающих территорий занимались многие исследователи. Первые данные о геологическом строении территории начали накапливаться со второй половины XIX в. [Кропоткин, 1875; Черский, 1886; Обручев, 1929] и впоследствии стали основой для концепции «древнего темени Азии». Позднее с иной точкой зрения выступил Л. Делоне, отрицавший существование «древнего темени» как глыбового массива и считавший территорию, включенную в его пределы, складчатым сооружением, неоднородным по возрасту и генезису. Данная тектоническая гипотеза была поддержана многими русскими геологами [Тетяев, 1923; Борисьяк, 1923] и в дальнейшем все более подтверждалась и детализировалась постепенно накапливаемыми фактическими данными [Шатский, 1932; Флоренсов, 1960; Салоп, 1964, 1967; Флоренсов, Олюнин, 1965].

Современный морфометрический облик и структурно-литологическое строение Селенгинского среднегорья обусловлены прошедшими в течение геологической истории региона эпохами орогенеза. Согласно И.Н. Резанову [1988] для данной территории выделяются следующие этапы докайнозойского тектонического развития и соответствующие им структурные ярусы.

Первым из них являются реликты архейских структур. Они сохранились в пределах Байкальской глыбы, представляющей фрагмент крупного Таланчанского синклинория [Резанов, 1988]. Архейские образования – крупные прямые или наклонные складки, усложненные складками низшего порядка, нередко группируются в овальные структуры, длинные оси которых вытянуты в направлении свойственного архею северо-восточного простирания [Салоп, 1967]. Они сложены мигматитами, кристаллическими сланцами, гнейсами, гнейсогранитами [Налетов, 1961; Тамбовцев, 1976];

Следующий ярус – ранне-среднепротерозойские структуры карельской складчатости. Они распространены фрагментарно в осевой части хребта Хамар-Дабан, примыкают с юга к архейскому выступу хребта Морской. Карбонатно-гнейсо-сланцевые толщи геосинклинального комплекса карелид образуют структуру Хамар-Дабанского антиклинория субширотного простирания;

Третий ярус представлен структурно-формационными комплексами байкалид. В позднепротерозойский этап байкальской складчатости произошла структурная переработка складчатых сооружений предшествовавших этапов в новые крупные геоантиклинальные и геосинклиналильные зоны. Одним из главнейших структурных элементов яруса здесь являлись Селенгино-Итанцинский синклинорий и сопряженный с ним Хамар-Дабанский антиклинорий [Резанов, 1988]. Комплексы байкалид приурочены к линейной системе глубинных разломов – краевому шву Сибирской платформы [Беличенко, 1977] и представлены песчанисто-сланцевой, сланцевой и кварцитово-свитами. Внутренний пояс байкалид выполнен двумя типами отложений. К первому из них относятся измененные вулканиды спилитокератофировой формации, ко второму – метаморфизированные осадочные породы, включающие вулканогенные образования в ограниченных масштабах [Салоп, 1967; Клигин и др., 1970]. Осадочные структуры байкалид повсюду изменены позднейшими тектоническими движениями. Особенно большую роль играли дизъюнктивные дислокации, контролировавшие размещение магматических комплексов. Последние широко представлены интрузиями от ультраосновного до кислого состава [Салоп, 1967; Конников, 1976];

Четвертый ярус – структуры раннего палеозоя. Они унаследовали тектонический план предшествующей стадии со структурами позднего протерозоя, однако, геосинклиналильные прогибы закладывались уже на раздробленном докембрийском основании [Резанов, 1988]. В раннем кембрии после некоторой перестройки структурного плана начинает развиваться каледонская геосинклиналь. К концу раннего кембрия район начинает испытывать воздымание, сопровождающееся формированием складчатых сооружений северо-восточного простирания, осложненных системами надвигов и взбросов, сдвигов и сдвиго-сбросов. В получившем жестком субстрате возникают крупные протяженные разломы северо-восточного простирания, которые обусловили проникновение первых порций магматического расплава. К среднему палеозою район полностью консолидировался и превратился посредством складчато-глыбовых движений в горную страну [Резанов, 1988]. Консолидированный каледонской складчатостью S-образный пояс, припавшийся к юго-восточной окраине Сибирской платформы, в дальнейшем испытывал активизацию тектонических движений [Комаров, 1972]. Заложившиеся на предыдущем этапе развития разломы возобновили свою деятельность в жестком субстрате как сдвиговые структуры. Возобновилась интрузивная деятельность [Резанов, 1988].

В пределах геосинклиналильной области каледонид согласно В.Г. Беличенко [1977] выделяются следующие формации: нижняя молассовая, песчано-сланцевая (нижняя флишоидная), известково-доломитовая и известковистых конгломератов и песчаников (верхняя флишоидная).

Молассовая формация разделяется на три подформации: конгломератово-вулканогенную, конгломератово-песчаную и терригенно-вулканогенную. Породы конгломератово-вулканогенной подформации представлены тремя

литологическими комплексами: эффузивами, вулканогенно-кластическими и терригенными осадками [Беличенко, 1977]. Конгломератово-песчаную подформацию образуют крупногалечниковые конгломераты, гравелиты и песчаники. Терригенно-вулканогенная подформация представлена кислыми эффузивами и их туфами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.

Нижняя флишиодная формация включает песчаники, филлитовые, графит-кварцевые, карбонатные и кварц-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с кварцевыми алевролитами, известняки и кварцевые породы [Беличенко, 1977].

Известково-доломитовая формация, имеющая очень широкое распространение, объединяет все карбонатные отложения нижнего кембрия, накапливающиеся в спокойной тектонической обстановке в обширном морском бассейне. Она представлена известняками, доломитами и целым спектром переходных между ними разновидностей.

Верхняя флишиодная формация включает ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые сланцы и известняки. В верхней части разреза появляются более грубые осадки с менее выраженной ритмичностью.

Наиболее распространенными вулканическими формациями являются дацит-андезитовая, представленная андезитовыми и андезит-базальтовыми порфиридами, кварцевыми порфирами и фельзитами, а также базальтовая формация (базальты, базальтовые диабазы и порфиры) [Беличенко, 1977];

Следующий (позднегерцинский) этап внегеосинклинальной тектономагматической активизации связан с проявлением вулканоплутонической деятельности вдоль структурных швов и узлов сочленения разнонаправленных разломов [Резанов, 1988];

К началу мезозоя территория Прибайкалья, по-видимому, представляла собой активно денудировавшееся сводовое нагорье с неустойчивым тектоническим режимом. Об этом свидетельствует практически полное отсутствие в пределах его следов пермских и триасовых отложений и наличие их в пограничной зоне Сибирской платформы и Забайкалья [Флоренсов, 1960; Флоренсов, Олюнин, 1965].

Тектонические события мезозойской активизации обусловили заложение основных элементов молодой структуры. Мезозойская активизация началась в триасе с формирования вулканогенных формаций в приразломных прогибах линейного типа. К более позднему периоду этого же этапа относится проявление щелочных интрузий куналейского комплекса [Резанов, 1988]. Существовавшие тогда крупные прогибы послужили местом аккумуляции вулканических образований большой мощности. На их месте позже сформировались хребты, горы и плато, ставшие областью размыва [Нагорья..., 1974].

С конца средней юры новая тектоническая активизация обусловила движения сводово-блокового характера и привела к обособлению хребтов и впадин. Главная роль в формировании впадин принадлежала разломам се-

веро-восточного направления [Резанов, 1988]. В юре во впадинах Селенгино-Витимской подвижной зоны накопилось 800 – 1000 м толщ переслаивающихся грубых конгломератов, песчаников, сланцев, включающих в себя прослой угля и эффузивов [Флоренсов, Олюнин, 1965]. Материал накапливался в условиях резко расчлененного рельефа у подножий хребтов в дельтах бурных коротких потоков [Резанов, 1988]. В верхней юре произошло сокращение участков опускания и появился ряд новых впадин с иным, чем в средней юре типом осадконакопления и вулканизма [Комаров, 1972].

К началу мела Прибайкалье выглядело своеобразной горно-котловинной страной с многочисленными вулканическими сооружениями. Меловые отложения распространены преимущественно в пределах контуров современных межгорных впадин. Здесь происходит накопление осадков хилокской свиты и гусиноозерской серии, представленных грубыми, часто глыбовыми конгломератами, песчаниками и глинисто-алевритистыми породами и углями. Заполнение межгорных котловин происходило в спокойной тектонической обстановке, что обусловило к концу мела значительное выравнивание горно-котловинного рельефа [Нагорья..., 1974], интенсивность которого, по мнению И.Н. Резанова [1988], в разных частях среднегорья проявилась в разной степени.

2.3. Этапы развития рельефа в кайнозое

Окончательное формирование современного облика впадин произошло в кайнозое, когда сформировалась Селенгино-Витимская зона с дифференцированными движениями блоков, в негативных структурах которых происходила интенсивная аккумуляция отложений антропогена.

В миоцене рельеф Селенгинского среднегорья сохранял свой спокойный характер. На месте нижнемеловых межгорных впадин и хребтов продолжали существовать плоские реликтовые морфоструктуры [Нагорья..., 1974].

Новое значительное усиление тектонической активности в начале плиоцена предопределило относительно короткий, но чрезвычайно динамичный плиоцен-антропогеновый этап развития рельефа среднегорья. После формирования миоценовой поверхности выравнивания общее поднятие территории обусловило врезание гидросети, вследствие чего на склонах долин формируется серия скульптурных террас, на поверхности которых местами до сих пор сохранился коррелятивный аллювий [Резанов, 1988]. Скорость и глубина врезания рек в разных местах были различными. Наибольших значений они достигали в антецедентных и эпигенетических ущельях [Нагорья..., 1974]. Дальнейшее поднятие территории в верхнем плиоцене обусловило врезание всей гидросети до уровня погребенных днищ современных речных долин [Резанов, 1988]. В центральной части среднегорья реки каньонообразно углубили свое ложе до 80 – 120 м ниже уровня современных рек, после чего эти врезы заполнились грубыми галечными отложениями. В межгорных впадинах в это время сформировались структурно-денудационные педименты с карманами красного хемогенного элювия [Нагорья..., 1974].

В этот период перестройки прежнего структурного плана, по мнению Н.А. Флоренсова [1960], происходит оформление Селенгино-Витимского синклинория – морфоструктуры, составляющей основу территории Западного Забайкалья. Современный морфоструктурный план Селенгино-Витимского синклинория, представленный линейно вытянутыми горными хребтами и межгорными впадинами, по мнению многих исследователей [Флоренсов, 1960; Воскресенский, 1962; Базаров, 1968; Олюнин, 1978; Антощенко-Оленев, 1982; Резанов, 1988], был создан в результате деформаций земной коры в течение неогена и четвертичного периода.

В четвертичное время контрастно расчлененный плиоценовый рельеф Селенгинского среднегорья начал сглаживаться в ходе заполнения межгорных впадин и речных долин рыхлыми отложениями и интенсивной моделировки междуречий экзогенными процессами. Этапы аккумуляции неоднократно сменялись этапами размыва [Нагорья..., 1974; Резанов, 1988].

В раннем и среднем эоплейстоцене рельеф Селенгинского среднегорья имел хорошо выраженный горно-котловинный характер, что следует из условий залегания отложений красноцветной формации. Вдоль бортов котловин происходило формирование наклонных шлейфов, сложенных краснобурыми глинами и суглинками.

В позднем эоплейстоцене и раннем плейстоцене на территории рассматриваемого региона происходило накопление в межгорных котловинах и речных долинах сравнительно мощных толщ песков и супесей разного генезиса, выделяемых в кривоярскую свиту [Думитрашко, 1952; Базаров, 1968; Равский, 1972; Резанов, 1988]. В долинах и впадинах, дренируемых крупными транзитными реками, пески сформировали высокие увалы (80 – 120 м) и террасоувалы высотой 40 – 80 м, а во впадинах, находящихся в стороне от крупных рек, возникли наклонные шлейфы из пролювиально-делювиальных песчаных отложений высотой от 20 до 120 м. Например, в долине р. Куйтунки и ее притока – Тарбагатайки, пески кривоярской свиты слагают 35 – 40-метровую террасу. Тыловая часть этой террасы имеет высоту 50 – 60 м над уровнем р. Куйтунки и примыкает к коренному склону долины [Базаров, 1968]. На этой стадии развития рельефа аккумуляция мощных песчаных толщ охватила преимущественно юго-восточные части межгорных впадин [Нагорья..., 1974].

В раннем плейстоцене в нижних частях склонов долин Селенги и Итанцы, в устьях широких логов и падей, накапливались лессовидные суглинки и супеси, которые слагают делювиально-пролювиальные шлейфы высотой 30 – 40 м и более. Эти суглинки и наличие золых горизонтов внутри песчаной толщи кривоярской свиты свидетельствуют об интенсивных проявлениях золотой деятельности, вызванной некоторой аридизацией климата [Нагорья..., 1974; Резанов, 1988]. Во второй половине раннего плейстоцена произошло врезание рек в песчаные толщи и формирование 25 – 30-метровой песчаной террасы.

Первая половина среднего плейстоцена охарактеризовалась проявлением интенсивных дифференцированных тектонических движений, вызвавших

подпор оз. Байкал, который мог просуществовать до начала зырянского времени. В это время темп опускания по сравнению с неогеном (иволгинская свита) возрос более чем в 15 раз. Происходило накопление коричневатопалевых песчаных озерно-аллювиальных и лёссовидных образований делювиального, делювиально-пролювиального и аллювиально-пролювиального генезиса, слагающих мощные подгорные шлейфы, увалы и VI террасу крупных рек высотой от 40 до 50 м [Резанов, 1988].

Для конца среднего плейстоцена – начала верхнего плейстоцена отмечается довольно резкое возрастание водности рек, концентрация потоков в широкие русла и энергичное врезание в поверхность песчаных среднеплейстоценовых равнин [Базаров, 1968; Резанов, 1988].

Интенсивное врезание и переуглубление долин сменилось в начале верхнего плейстоцена периодом мощной аккумуляции песчано-галечных отложений во впадинах и долинах центральной части среднегорья, в результате которой ранее переуглубленные участки долин заполняются грубым песчано-галечным аллювием мощностью 100 – 140 м, ныне полностью погребенным под толщей современного аллювия [Базаров, 1968]. В долинах основных рек Селенгинского среднегорья сформировался комплекс низких аккумулятивных террас, сопряженных с конусами выноса, наземными дельтами и делювиально-пролювиальными и пролювиальными шлейфами. Конусы выноса и наземные дельты в межгорных впадинах образовали обширные слабонаклонные равнины, которые с приближением к рекам переходили в поверхность низких террас [Нагорья..., 1974]. По долинам р. Селенги и ряда ее притоков обычно выделяются три позднеплейстоценовые террасы, их аллювий близ склонов замещен делювиально-пролювиальными отложениями. Аллювий 18 – 22-метровой террасы р. Селенги и отложения сопряженных с ним шлейфов накопились за время казанцевского межледниковья и зырянского оледенения. Эта терраса сложена, главным образом, песками. Аллювий 8 – 12-метровой террасы (II надпойменной) представлен галечниками, песками и валунными накоплениями второй половины зырянского криохрона, а аллювий 6 – 8-метровой террасы (I надпойменной) отнесен ко времени каргинского межледниковья и сартанского оледенения [Нагорья..., 1974].

В позднем плейстоцене на рассматриваемой территории неоднократно проявлялась эоловая деятельность, протекавшая на фоне аридизации климата параллельно с аккумуляцией отложений низких террас. Формировались эоловые формы рельефа – дюны, бугры, гряды. В ходе интенсивного развеивания пески распространялись по склонам многих хребтов и даже отлагались сравнительно мощным слоем на их низких водоразделах, местами перевеявая на другой склон. Распространение древних эоловых форм свидетельствует о том, что дефляция охватывала тогда обширные пространства Селенгинского среднегорья. Так образовывались покровные эоловые лессы, распространенные на междуречьях, водоразделах и в верхних частях склонов. Особенно широко они распространены в бассейне р. Куйтунки [Базаров, 1968; Нагорья..., 1974]. Порции эоловой пыли, осаждааясь на подветренных склонах,

регулярно смывались дождевыми и тальми водами, что обусловило формирование толщи лессовидных отложений с текстурами делювиальных и пролювиальных осадков. Подобные покровы аллохтонны по происхождению и не отражают связи ни с погребенными под ними отложениями, ни с породами коренного склона. Поэтому такие субаэральные образования выделены в эолово-делювиальный тип осадков [Резанов, Базаров, 1973; Резанов, 1988].

В целом анализ литературных данных показывает, что изменения обстановок осадконакопления на рассматриваемой территории в течение позднего плейстоцена происходили под влиянием направленной и необратимой эволюции климата, вызывавшей циклические смены физико-географических условий. В этом заключается существенное отличие данного периода от предшествующих эпох, где смена режимов и характера осадконакопления происходила при главенствующей роли тектонических движений.

Климатические колебания оказывали определяющее влияние на характер гидротермических условий местности, степень обводненности территории, распространение многолетнемерзлых пород и характер растительного покрова (например, формирование открытых ландшафтов и их последующее облесение). В тесной зависимости от перечисленных факторов находилась интенсивность и периодичность проявления экзогенных процессов рельефообразования, обусловивших основные черты морфологического облика современного рельефа [Базаров, 1968; Равский, 1972; Нагорья..., 1974; Резанов, 1988].

Согласно существующим представлениям, значительные морфологические изменения на рассматриваемой территории произошли в голоцене только в днищах долин крупных рек. Вне зон непосредственного воздействия водотоков рельеф практически не претерпел изменений. Формируются поймы рек. Склоны оставались укутанными чехлом рыхлых образований с реликтовой решеткой позднеплейстоценовых мерзлотных полигонов. На поверхности шлейфов, наземных дельт и конусов выноса сформировались лога, заполненные голоценовым овражным аллювием, а местами наложился мелкий пролювиально-делювиальный конус выноса. Делювиальные шлейфы только у подошв склонов имеют значительную мощность, наиболее распространены речной и овражный аллювий, пролювий и эоловые отложения [Базаров, 1968; Нагорья..., 1974].

Для голоценового овражного аллювия и делювия характерна серая, темно-серая и буроватая окраска, обусловленная примесью растительного детрита. В разрезах обычны серии маломощных погребенных почв. Максимум увлажненности приходится на ранний этап голоцена (мезолитические стоянки). Конец следовавшего за ним этапа аридизации и начало нового этапа увлажнения датируются местонахождениями орудий эпохи ранней бронзы (около 3,0 – 2,7 тыс. л.н.). В среднем голоцене в эпоху аридизации климата происходило интенсивное развевание песков, приведшее к формированию эоловых форм рельефа и накоплению лессовидных суглинков и супесей. Оврагообразование усиливалось не только в длительные этапы аридизации климата, но было активным и в засушливые периоды вековых климатических циклов [Нагорья..., 1974].

Завершая обзор основных этапов формирования рельефа Селенгинского среднегорья, стоит отметить, что именно в межгорных впадинах благодаря длительной и унаследованной тенденции к погружению осадконакопление осуществлялось почти непрерывно в течение всего антропогена. По своему облику антропогеновые отложения впадин весьма разнообразны. Они четко отражают периоды активности или относительной стабилизации тектонических движений в горной области, а также этапы изменения климатических условий [Равский, 1972]. Очевидно, что межгорные впадины – весьма перспективный объект для изучения отложений и истории антропогенового периода.

2.4. Климат

Согласно схеме агроклиматического районирования юга Восточной Сибири [Картушин, 1969] исследуемая территория относится к Селенгинско-Хилокской среднегорно-остепненной долинно-степной и сухостепной агроклиматической провинции южносибирской горно-таежной климатической области. Общими для всей территории являются бедность осадками, маломощность снежного покрова. Климат Селенгинского среднегорья, как и всего Забайкалья, суровый, резко континентальный, что связано с его положением в центре обширного материка [Фадеева, 1963]. Он формируется под влиянием трех резко контрастных компонентов, регулирующих погоду в разные времена года: сухого и холодного климата северных областей Сибири, создающего погоду в зимний период, жаркого и сухого монгольских степей, формирующего засушливый период весны и первой половины лета, и теплого и влажного тихоокеанского, влияющего на формирование погоды во второй половине лета [Афоница, 1964].

В общем переносе воздуха выделяются сезонные формы циркуляции атмосферы, в некоторой степени определяющие ветровой режим среднегорья. Южная часть отличается еще большей сухостью климата [Ладейщиков, 1982]. Зимой на описываемой территории у поверхности земли развиваются процессы антициклогенеза, и большую часть зимы господствует азиатский максимум атмосферного давления. Приземный антициклон вертикальной мощности не превышает высот в 1,5 – 2 км, то есть холодный и сухой воздух накапливается в межгорных котловинах. В такое время характерна тихая безветренная погода.

Зима характеризуется низкими температурами воздуха. Средняя месячная температура января -26°C . Продолжительность безморозного периода 75 – 85 дней, число дней со снежным покровом – 155. Для зимнего периода характерна малооблачность и малоснежность. В этих условиях земная поверхность теряет много тепла в результате излучения, чем объясняются температурные инверсии и преобладание устойчивых морозов [Реймхе, 1986].

Характер погоды в первой половине лета определяется жаркими и сухими ветрами из Монголии, способствующими быстрому иссушению почвы и проявлению на основной части Селенгинского среднегорья пыльных бурь. Лето

теплое, местами жаркое. Средняя температура июля на равнинных участках на юге территории - от 19 до 21 – 22°C, но в некоторые дни температура достигает 35 – 40°C. На высоте 1500 – 2000 м температуры июля равны 10 – 14°C, а заморозки случаются даже в июле и августе. За апрель-май количество осадков не превышает 50 мм, коэффициент увлажнения (КУ) по Н.Н. Иванову составляет 0,25. Основная часть осадков выпадает в летний период. Дожди, как правило, начинаются во второй половине июня и заканчиваются в начале сентября. За три летних месяца выпадает 70 – 80 % годового количества осадков. В степных районах среднегорья выпадает 200 – 300 мм/год осадков, в горно-таежном поясе – около 350 – 450 мм. Количество осадков значительно варьирует по годам [Реймхе, 1986]. В северной части Селенгинского среднегорья среднее многолетнее количество осадков равно 292 мм; южнее, в бассейне р. Куйтунки, оно достигает 344 мм – величины, характерной для лесостепной зоны. В центральной части среднегорья – 315 мм.

Кулисное протяжение горных хребтов, преимущественно северо-восточного простирания, и широкое распространение межгорных котловин имеет существенное значение для местных условий климатообразования [Ладейщиков, 1982]. Такое простирание хребтов противопоставляет их направлению господствующего над регионом северо-западного переноса воздушных масс. Подветренные склоны оказываются гораздо менее обеспечены осадками, как и межгорные котловины, испытывающие дефицит увлажнения при довольно высокой теплообеспеченности за счет влияния орографической защищенности и макроадвекции. По мере перемещения к востоку воздушные массы, несущие влагу, постепенно теряют ее на все новых горных барьерах и восточная часть региона, даже при довольно больших абсолютных высотах, в таких возвышенных районах как Чикойско-Мензенский горный узел, получает значительно меньше осадков, чем равные по высоте горные поднятия, расположенные на западе.

Таким образом, климат Селенгинского среднегорья весьма пространственно изменчив. В значительной степени это связано с горным характером рельефа, влияние которого очень многообразно и не может быть сведено только к проявлению вертикальной зональности [Ногина, 1964]. Сюда должно быть отнесено проявление котловинного эффекта [Преображенский и др., 1959] и затеняющее влияние хребтовых сооружений [Ногина, 1964], а также влияние экспозиции склонов.

2.5. Растительность и почвы

Горная восточносибирская тайга соприкасается на территории среднегорья с сухими монгольскими степями, занимающими межгорные понижения южных районов. Повсюду отчетливо выражена высотная поясность. Наиболее полно система высотных поясов выражена на юге, где котловины заняты сухими степями, а вершины гор – гольцовой растительностью. На севере количество зон сокращается до двух (горно-таежная и высокогорная), причем верхний предел распространения тайги понижается по срав-

нению с южными районами на 300 – 500 м [Ландшафты..., 1977; Гвоздецкий, Михайлов, 1978].

Наиболее пониженные участки межгорных котловин (например, поймы рек) покрывает луговая и лугово-болотная растительность, местами с ивовыми кустарниковыми зарослями. Почвы речных долин характеризуются чрезвычайным разнообразием. Они представлены аллювиальными перегнойно-глеевыми, аллювиальными торфяно-глеевыми, аллювиальными темногумусовыми, аллювиальными серогумусовыми, аллювиальными темногумусовыми квазиглеевыми. В структуре почвенного покрова пойм верхнего и среднего течения рек широко распространены аллювиальные слоистые почвы слабо развитого отдела первичного ствола почвообразования. В степной и, особенно, сухостепной зонах, в поймах рек формируются солончаки и солонцы. Занимают они преимущественно приозерные понижения и нижние части пологих склонов [Убугунов и др., 2012].

Степи располагаются по днищам межгорных понижений, предгорным шлейфам, южным склонам сопок и невысоких гор на высоте до 600 – 1000 м над уровнем моря. Таким образом, отдельные массивы степей разобщены таежными территориями [Ногина, 1964]. Среди них преобладают дерновинно-злаковые или злаково-разнотравные: из злаков наиболее типичны ковыль – тырса и змеевка, а в составе разнотравья видную роль играют горно-степные растения: бесстебельная лапчатка, тимьян и др. [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. Горные сухие степи также занимают борта долин, преимущественно южных экспозиций [Картушин, 1969]. На привершинных участках развиваются типчаковые сообщества, далее вниз по склону (до 700 м) – ковыльные, на высотах 600 – 640 м – тонконоговые и холоднопопынные, ниже 600 м, на пойменных террасах и на котловинах – ячменево-бескильницево-луговые, ирисовые и волоснецовые луга и степи [Республика Бурятия, 1998]. В степных ландшафтах Бурятии основной фон почвенного покрова составляют почвы аккумулятивно-гумусового отдела (черноземы). Они формируются под луговыми и настоящими степями и, зачастую, как бы обрамляют в межгорных котловинах территории с каштановыми почвами, т.к. располагаются между последними и горной тайгой. Хотя следует отметить, что степная зона на территории Бурятии формируется не повсеместно. По склонам южных экспозиций черноземы далеко заходят в лесостепную зону и даже нижнюю тайгу. Основные массивы этих почв расположены в Тугнуйско-Сухаринском бассейне – на Тугнуйском хребте и южных склонах Заганского хребта, северных склонах Кударинской гряды, хребтов Малый Хамар-Дабан, Моностойский, Боргойский. Севернее черноземы отдельными пятнами формируются на северо-западных склонах Унэгэтэйского хребта и по долинам рек Уда и Итанца в пределах хребта Улан-Бургасы [Убугунов и др., 2012].

В почвенном покрове сухой степи преобладают почвы аккумулятивно-карбонатного отдела (каштановые). Они занимают обширные массивы в Удинской, Приселенгинской и Боргойской степях, широкие пологие террасы в долинах крупных рек, распространены на южных склонах хребтов Би-

чурский, Моностойский, Ганзуринский, Малый Хамар-Дабан и др. [Цыбжитов и др., 1999]. На водоразделах высоких увалов встречаются почвы отдела литоземов. На эоловых песчаных отложениях сухостепной зоны, особенно в междуречьях Селенга – Чикой и Чикой – Хилок, на борových песках формируются почвы первичного ствола почвообразования – псаммоземы гумусовые [Убугунов и др., 2012].

Лесостепь также не составляет сплошной зоны, а встречается отдельными, часто мелкими массивами, приуроченными к подгорным территориям внутри степных котловин или северным склонам сопок и низких хребтов [Ногина, 1964], где распространены лесостепные перелески из сосны, лиственницы, березы и осины. В природно-климатической зоне лесостепи господствующее положение занимают серые метаморфические почвы, которые формируются на подгорных участках котловин и северных склонах сопок, находящихся внутри межгорных понижений или в нижней части облесенных склонов хребтов, обращенных к степным котловинам. Наибольшие площади заняты этими почвами в лесостепи южной части Селенгинского среднегорья [Убугунов и др., 2012].

Выше горной лесостепи в Южном Забайкалье располагается тайга, местами поднимающаяся до 1900 – 1950 м. Таежные территории составляют основной фон, в который степные, лесостепные и безлесные гольцовые ландшафты вкраплены лишь в виде отдельных островов. В горно-таежной зоне преобладают светлые лиственничники, покрывающие преимущественно северные склоны горных массивов; на более сухих южных склонах чаще встречаются сосновые боры. Последние в пределах среднегорья покрывают южные и северные склоны горных хребтов до высот 1000 – 1100 м и образуют частые одноставные насаждения. Распространено несколько групп ассоциаций сосновых лесов [Преображенский и др., 1959]: 1) без подлеска, с травяным покровом, для которого характерно участие представителей степей и сухих степей; 2) с подлеском, состоящим из разных видов кустарников (спиреи, рододендрона), формирующихся в менее напряженных водных и температурных режимах.

Только в самой верхней части зоны вместе с лиственницей появляется кедр. Его низкорослые экземпляры, образующие своеобразное предгольцовое редколесье, выходят к верхнему пределу распространения древесной растительности [Ногина, 1964; Гвоздецкий, Михайлов, 1978; Реймхе, 1986].

Структура почвенного покрова горно-таежной зоны неоднородна, во многом связана с проявлением вертикальной поясности, экспозицией склонов, многолетней мерзлотой. В верхней тайге в условиях низкой теплообеспеченности, относительно высокой увлажненности в целом доминируют подбуры, подзолы и криоземы, но на холодных выположенных участках северных склонов в условиях затрудненного дренажа повсеместно распространены подбуры глеевые и глееземы. В средней тайге основную долю в структуре почвенного покрова занимают подбуры и дерново-подзолы. Основными почвами в южной тайге являются дерново-подбуры, дерново-подзолы и буроземы грубогумусовые [Сымпилова, Гынинова, 2012; Убугунов и др., 2012].

Высокогорная зона занимает сравнительно небольшую площадь. Альпийских и субальпийских лугов здесь мало, выше границы леса на склонах располагается неширокая полоса зарослей тощей березы, березки Миддендорфа и кустарниковой ольхи. Особенно характерны здесь заросли кедрового стланика. Еще выше начинается горная тундра, чаще всего лишайниковая: кладониевая, цетрариевая и алекториевая [Ногина, 1964; Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. Развитие полнопрофильных почв ограничивается в этой зоне климатическими условиями. Основными компонентами почвенного покрова являются почвы первичного ствола почвообразования отдела слаборазвитых почв (петроземы) и постлитогенного ствола отдела литоземов (торфяно-литоземы и литоземы грубогумусные). Под субальпийскими лугами формируются почвы органо-аккумулятивного отдела – грубогумусовые, перегнойные и перегнойно-темногумусовые [Убугунов и др., 2012].

Глава 3

Характеристика исследуемых разрезов рыхлых отложений

3.1. Бассейн р. Куйтунки

Куйтунское межгорное понижение относится к Куйтунско-Илькинскому геоморфологическому району [Нагорья..., 1974] и расположено в центральной части Селенгинского среднегорья (рис. 6).

Бассейн р. Куйтунки представляет собой грядово-сопочное низкогорье с абсолютной высотой 700 – 900 м, приуроченное к структурно-денудационному понижению на месте мезозойской внутригорной впадины [Новиков, 1972].

Река Куйтунка (правый приток Селенги) имеет водосборную площадь 1141 км². Средний уклон русла 1,26° [Ресурсы..., 1976]. Водоразделом левобережной части служат хребты Барский, Куналейский и Цаган-Дабан, на склонах которых берут начало основные притоки – Тарбагатайка, Куналейка и др. Водораз-

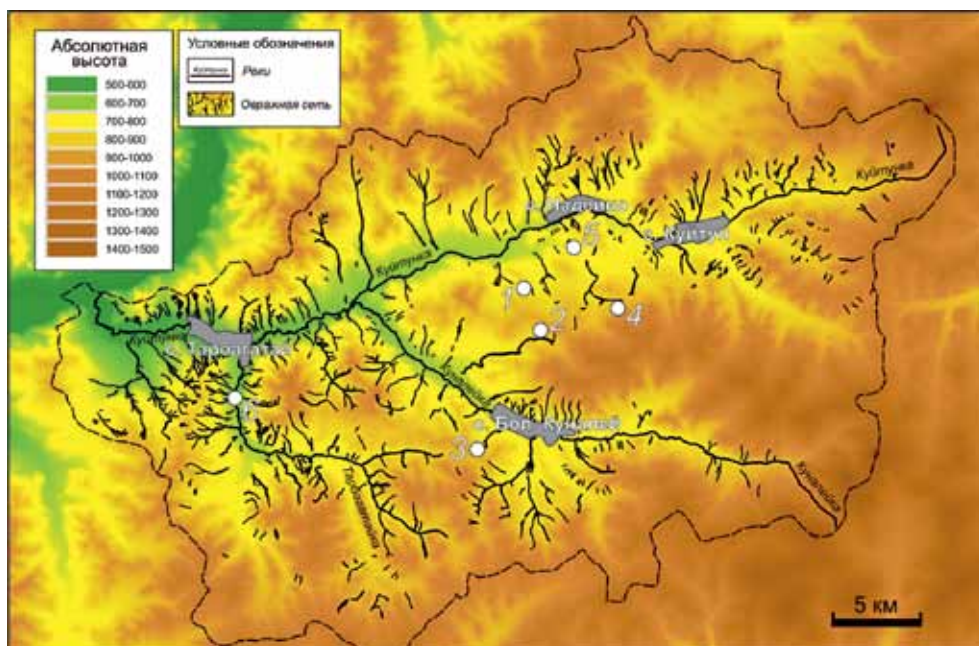


Рис. 6. Положение основных исследуемых разрезов в пределах Куйтунского межгорного понижения.

1 - Надеино; 2 - Нижняя Буланка; 3 - Большой Куналей; 4 - Куйтун; 5 - Студеный Ключ; 6 - Тарбагатайка.

дел правобережной части дренируется временными водотоками и представлен сопками с длинными покатыми склонами южных экспозиций. Пади и долины, расчленяющие низкогорье асимметричны [Нагорья..., 1974]. Характерная особенность рельефа – наличие сопок с куполообразными, реже – острыми вершинами, которые простираются по всему бассейну, образуя циркообразные водосборы. В них концентрируются значительные массы воды, приводящие к сильному линейному размыву территории [Реймхе, 1986].

Бассейн р. Куйтунки относится к одному из самых освоенных бассейнов. Доля пахотных угодий в нем составляет 27% [Гармаев и др., 2004]. Средний модуль потенциального смыва почв с пашни в Республике Бурятия, рассчитанный по универсальному уравнению эрозии оценивается в 1080 т/км²год [Литвин, 2002]. Потенциальная величина плоскостной эрозии 334 368 т/год, или 293 т/км² год для всего бассейна. Потенциальный смыв составляет 9 м³/год, что равно ежегодному снижению мощности почвы на 0,9 мм. За 200 лет использования пашни за счет плоскостного смыва может быть снесен слой почвы в 18 см [Рыжов, 2009].

В.В. Реймхе [1986] сравнивая мощность гумусового слоя черноземов мучнисто-карбонатных и серых лесных почв в бассейне р. Куйтунки установил, что на пашне с уклонами 3 – 9° мощность сокращается на 4,2 – 15,7 см по сравнению с естественными угодьями. Для ряда выборок получены недостоверные данные вследствие широкого распространения на пашнях бугристо-западинного рельефа. Принимая период активного использования почв за 200 лет, получаем, что в результате смыва и механической эрозии потери почвы составляют 0,2 – 0,8 мм/год. Следовательно, данные о потенциальном смыве почв, рассчитанные Л.Ф. Литвиным [2002] по универсальному уравнению эрозии являются более достоверными.

Рельеф бассейна р. Куйтунки формировался в результате эрозионно-денудационной деятельности постоянных и временных водотоков [Реймхе, 1986], что способствовало развитию здесь большого количества эрозионно-аккумулятивных форм рельефа, в пределах которых наиболее часто обнаруживаются почвенно-седиментационные серии. В их строении принимают участие грубообломочные селевые отложения, делювиально-пролювиальные лессовидные супеси и суглинки, погребенные почвы [Иванов, Будаев, 1974], что свидетельствуют о резких колебаниях темпов эрозионно-аккумулятивных процессов во времени.

Бассейн р. Куйтунки и в настоящее время характеризуется интенсивным развитием процессов линейной эрозии, как вследствие интенсивного сельскохозяйственного использования земель, так и в результате унаследованного развития многих эрозионно-аккумулятивных форм рельефа начиная с позднеледниковья и голоцена [Рыжов, 2013].

На рис. 6 показана карта распространения оврагов в бассейне р. Куйтунки. Согласно расчетам, выполненным по обновленным картам [Рыжов, 2009], число оврагов здесь составляет 1403, суммарная протяженность 693,9 км. Средняя густота расчленения 0,61 км/км², средняя плотность 1,23 шт/км². Анали-

зируя особенности протекания современных эрозионно-аккумулятивных процессов Ю.В. Рыжов [2009] пришел к выводу, что доля овражных выносов в общем балансе эрозии составляет 15 %. При этом 93,8 % продуктов эрозии аккумулируется на склонах, в долинах водотоков более низких порядков, благодаря чему большое количество почвенно-седиментационных серий имеют хорошую сохранность. Это дает возможность проследить ход экзогенных процессов за последние 15 тыс. лет. Таким образом, центральное положение бассейна в пределах Селенгинского среднегорья, а также перечисленные особенности развития рельефа обусловили выбор Куйтунского межгорного понижения как опорного для нашего исследования.

В геологическом строении бассейна принимают участие горные породы пермско-триассового возраста, представленные преимущественно гранитами и сиенитами. На них залегают разновозрастные аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, эоловые четвертичные отложения. Нижне-среднечетвертичными песчаными аллювиальными отложениями сложена на 35 – 40 м речная терраса. Эолово-делювиальные и эолово-делювиально-пролювиальные отложения этого возраста представлены лессовидными супесями и суглинками, дресвой и щебнем. К верхнечетвертичным и голоценовым отложениям относятся аллювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения I и II надпойменных террас высотой 6 – 8 и 4 – 6 м, русел постоянных и временных водотоков, эолово-делювиальные, эолово-делювиально-пролювиальные лессовидные супеси и легкие суглинки мощностью 2 – 17 м, которые залегают в долинах постоянных и временных водотоков, на склонах и водоразделах [Базаров, 1968].

Ниже приводим характеристику исследуемых разрезов.

3.1.1. Надеино

Разрез заложен в устьевой части балки на левобережье р. Куйтунки в 5 км юго-западнее с. Надеино (51°30' с.ш., 107°35' в.д., абс. высота 677 м) и вскрывает отложения днища древней балки, экспонированные за счет формирования современных оврагов. Характер строения толщи отложений показан на рис. 7.

Осадки, выполняющие описываемую эрозионную форму, представлены лессовидными суглинками и супесями. Общая мощность вскрытой толщи – 5,6 м. Положение разреза в пределах водосборного бассейна показано на рис. 8. Ниже приводим описание разреза.

Строение описываемой почвенно-литологической толщи носит циклический характер: делювиальные, делювиально-пролювиальные и эоловые осадки чередуются в разрезе с гумусовыми горизонтами погребенных почв (рис. 9). Подобный характер строения свидетельствует о том, что толща отложений является сложным полигенетическим образованием, формирование которого носило прерывистый характер.

Радиоуглеродное датирование отложений и почв позволило установить, что аккумуляция почвенно-литологической толщи происходила начиная с позднеледниковья (см. рис. 9, табл. 3).



Рис. 7. Общий вид разреза Надейно.

Римскими цифрами показаны номера почв (см. табл. 2, рис. 9).

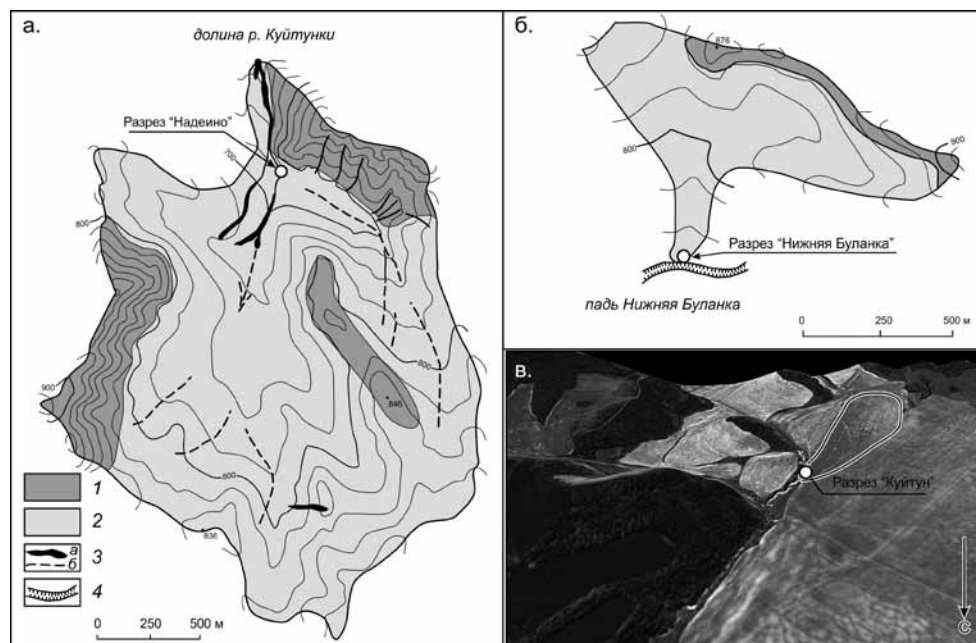


Рис. 8. Положение исследуемых разрезов в пределах водосборных бассейнов: а – Надейно, б – Нижняя Буланка, в – Куйтун.

1 – эрозионно-денудационный рельеф; 2 – эрозионно-аккумулятивный рельеф; 3а – овраги; 3б – промоины; 4 – днище временного водотока.

Таблица 2
Основные морфологические характеристики почв и отложений разреза Надеино

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
	I dl	0-15	Супесь, цвет (в сухом состоянии) – светло-коричневый (10 YR 6/3), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, включения корней, в нижней части встречаются мелкие (до 2 мм) Fe-пятна и примазки, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
	II [AY]	15-20	Супесь, коричневая (10 YR 5/3), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, включения корней и мелкие (до 2 мм) углей, редкие мелкие Fe-пятна, от HCl не вскипает, граница перехода ровная, резкая по цвету;
	II C	20-27	Супесь, коричневая (10 YR 5/3), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, мелкие Fe-пятна, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, резкая по цвету;
	III [AY]	27-34	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, несколько уплотнен, обильные включения корней, мелкие Fe-псевдоморфозы по ходам последних, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход ясный по цвету;
	III C	34-46	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура мелкопризматическая с некоторой плитчатостью, уплотнен, редкие включения корней, мелкие (1 - 2 мм) Fe-пятна, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
I	IV [AY]	46-64	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкопризматическая-мелкокомковатая, рыхлый, редкие включения корней, мелкие углистые включения, в верхней части чаще встречаются мелкие Fe-пятна, присутствуют крупные (5 - 6 мм) охристые Fe-прощитки, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
	IV C	64-69	Супесь, светло-коричневая (10 YR 6/3), структура умеренная мелкопризматическая, несколько уплотнен, большое количество неокатанного крупного песка, местами покрывающего грани структурных отделностей, частые относительно крупные (до 7 мм) Fe-оршштейны, от HCl не вскипает, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	V [AU]	69-91	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная мелкокомковатая, уплотнен, неокатанный крупный песок на гранях структурных отделностей в верхней части слоя, здесь же включения полуразложившейся хвой, обильные включения корней, углистые включения (от 2 мм до 1 см), количество которых растет к нижней части слоя, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	V C	91-95	Супесь, светло-коричневая (10 YR 6/3), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, мелкие (до 1 мм) углистые включения, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
I	VI [AY]	95-103	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура слабая мелкокомковатая, рыхлый, редкие включения корней, слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход ясный по цвету;
	VI C	103-122	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый интенсивно вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
	VII [AY]	122-133	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, несколько уплотнен, обильные включения корней, умеренное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	VII C	133-143	Песок, светло-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, редкие крупные Fe-Mn пропитки, очень слабо вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	VIII [AU]	143-163	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковато-мелкопризматическая, несколько уплотнен, обильные хода корней и насекомых, выполненные мелкопесчаным материалом вышележащего слоя, слабое вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
	VIII C	163-165	Супесь, коричневая (10 YR 5/3), структура умеренная мелкопризматическая с тенденцией к плитчатости, плотный, пористый, редкие включения корней, сильное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	IX [AU]	165-204	Легкий суглинок, в верхней части темно-серый (10 YR 3/1), с постепенным переходом книзу в темный серовато-коричневый (10 YR 3/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, несколько уплотнен, пористый, включения корней, умеренное вскипание от HCl в верхней части, слабое - в нижней, граница перехода ровная, переход ясный по цвету и сложенно;
	IX C	204-234	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура прочная мелкопризматическая, плотный, обильные макропоры, включения корней, не вскипает от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	X [AU]	234-270	Легкий суглинок, в подошве - средний суглинок, в верхней части темный серовато-коричневый (10 YR 3/2), с постепенным переходом книзу в серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная орыховато-мелкокомковатая в кровле и мелкопризматическая в остальной части горизонта, уплотнен, обильные макропоры, редкие включения корней в кровле, в средней части и подошве - карбонатные инкрустации по ходам корней, вскипает от HCl более интенсивно в нижней части, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложенно;
	X BSA dc	270-300	Тяжелый суглинок, светлый коричнево-серый (10 YR 6/2), структура прочная мелкопризматическая, плотный, обилие макропор, по периферии которых образованы карбонатные вышветы, вскипание от HCl очень сильное, наиболее интенсивное в профиле, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
III	XI [AU]	300-312	Средний-тяжелый суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура прочная комковато-мелкопризматическая в кровле, мелкопризматическая - в подошве, несколько уплотнен, обилие макропор, очень сильное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по сложеню;
	XI C	312-326	Супесь - легкий суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматически-порошистая в верхней части, в нижней - умеренная мелкопризматическая, в подошве слоя отмечаются обильные карбонатные пропитки на границах структурных отделиностей, сильное вскипание от HCl в нижней части, слабое - в кровле, граница перехода ровная, переход резкий по цвету;
	XII [AU]	326-338	Средний суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная ореховато-мелкокомковатая, несколько уплотнен, порист, включения корней, сильное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложеню;
	XII C	338-349	Легкий суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматически-порошистая, несколько уплотнен, редкие карбонатные инкрустации по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход резкий по цвету и сложеню;
	XIII [AU] yu	349-357	Средний суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная ореховато-мелкокомковатая, уплотнен, порист, карбонатные налеты на границах структурных отделиностей, сильное вскипание от HCl, граница перехода языковатая, обусловленная рядом псевдоморфоз (мощностью до 40 см), залеженных из подошвы горизонта, выполненных гумусированным материалом, переход заметный по цвету;
	XIII AUB	357-382	Кровля - легкий суглинок, средняя часть и подошва - супесь, кровля - серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура умеренная мелкопризматическая, несколько уплотнен, средняя часть и подошва - светло-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, несколько уплотнен, отмечаются кротовины (до 10 см), выполненные материалом гумусового горизонта, слабое вскипание от HCl, граница перехода волнистая, переход ясный по цвету;
	XIII C	382-400	Легкий суглинок, светлый коричневато-серый (10 YR 6/2), структура слабая плитчатая, уплотнен, обильные карбонатные выцветы, слабо выраженные Fe-пропитки, сильное вскипание от HCl, граница перехода волнистая, переход резкий по цвету и сложеню;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
IV	XIV [AU] уи	400-415	Средний суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура прочная ореховато-мелкокомковатая, уплотнен, частые карбонатные инкрустации по ходам корней и выцветы, редкие углистые включения, из средней части и подошвы заложены мелкие (до 10 см) криогенные клинья, вложенные друг в друга, сильное вскипание от HCl, граница перехода волнистая, переход ясный по цвету и сложению;
	XIV C@	415-443	Легкий суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура прочная мелкокомковато-ореховатая, несколько уплотнен, редкие карбонатные прожилки, неоднороден – в более светлом материале выделяются волнистые линзы темноокрашенного гумусированного материала, слабо вскипает от HCl, граница перехода волнистая, переход ясный по цвету;
	XV [AO-CRM]@	443-463	Легкий суглинок, светлый коричнево-серый (10 YR 6/2), структура прочная мелкопризматически-мелкокомковатая, встречаются плитчатые отдельности, плотный, карбонатный инкрустации и заполнения ходов корней (прожилки), горизонт криолурбирован, из подошвы слоя заложены криогенный клин (высота до 90 см, ширина – до 4 см), умеренное вскипание от HCl, граница перехода волнисто-язычковатая, переход резкий по цвету;
	XV [AO-CRM]@	463-483	Легкий суглинок, светло-коричневый (10 YR 6/3), структура слабая мелкопризматическая, несколько уплотнен, обильные карбонатные прожилки и крупные (до 4 см) Fe-пропитки, сильное вскипание от HCl, граница перехода ровная, переход ясный по сложению;
	XV CRM _g	483-560	Супесь, светло-коричневая (10 YR 6/3), структура слабая линзовидная, местами – мелкопризматическая, уплотнен, карбонатные инкрустации по ходам корней, обильные крупные (до 4 см) Fe-пропитки, встречаются сизые пятна и примазки, от HCl не вскипает.

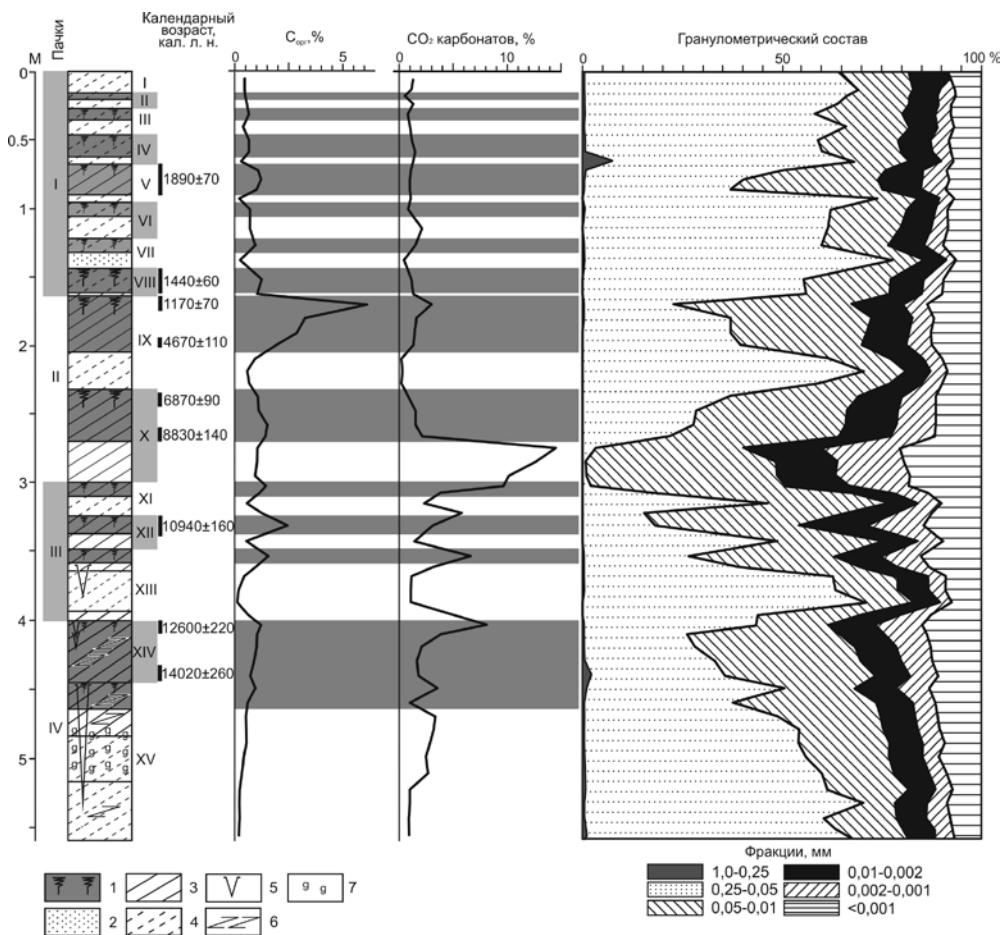


Рис. 9. Строение, абсолютный возраст и физико-химические свойства почв и отложений разреза Надеино.

1 – гумусовые горизонты погребенных почв; 2 – пески; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – криогенные клинья; 6 – криотурбации; 7 – оглеение.

На основании анализа особенностей строения и физико-химических свойств погребенных почв, а также granulometricкого состава отложений толща разреза Надеино условно разделена на четыре пачки.

Верхняя (I) пачка, мощностью 165 см представлена делювиальными супесями, в механическом составе которых преобладает фракция мелкого песка (0,25 – 0,05 мм). Гранулометрический состав почв и отложений описываемой пачки довольно неоднороден. Доля песчаных фракций, максимальная в прослоях седиментов, заметно снижается в гумусовых горизонтах почв с возрастанием количества пылеватых частиц. Последнее наиболее ярко выражено в гумусовом горизонте почвы V (см. рис. 9). Содержание илистой фракции по профилю существенно не меняется.

Таблица 3

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Надеино

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л. н.	Календарный возраст, кал. л. н.
V [AU]	69-91	ЛУ-6856	1930±60*	1890±70
VIII [AU]	143-163	ЛУ-6854	1530±50*	1440±60
IX [AU]	165-174	ЛУ-6784	1220±50	1170±70
	194-204	ЛУ-6780	4120±50	4670±110
X [AU]	234-243	ЛУ-6785	6280±80	6870±90
	261-270	ЛУ-6786	7970±90	8830±140
XII [AU]	326-338	ЛУ-6855	9590±90	10940±160
XIV [AU] yu	403-408	ЛУ-6779	10710±170	12600±220
XIV [AO-CRM]@	434-443	ЛУ-6816	12010±160	14020±260

Примечание: * - инверсия дат

В пределах пачки I распределение пылеватых фракций хорошо коррелирует с распределением органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$), пики которого фиксируются в гумусовых горизонтах почв. Для карбонатов такой закономерности не отмечается: их максимумы выражены незначительно и приходятся на прослойки отложений (см. рис. 9). Здесь выделяется семь маломощных органо-аккумулятивных почв. Почвы V и VIII относятся к типу темногоумусовых и имеют профиль [AU]-C, в то время как остальные (II, III, IV, VI и VII) представлены серогумусовыми с профилем [AY]-C. Для большинства из них отмечается малая мощность, слабая оструктуренность, низкое содержание гумуса и илистой фракции. Перечисленные признаки свидетельствуют о низкой степени проработанности рыхлых отложений почвообразовательными процессами, что обусловлено, прежде всего, кратковременностью этапов почвообразования. На протяжении более продолжительного этапа стабилизации поверхности происходило формирование почвы V, для которой характерна большая мощность, лучшая оструктуренность и гуматный тип гумуса (табл. 4).

В целом, описанная неоднородность строения первой пачки указывает на неоднократную смену непродолжительных этапов почвообразования этапами активного накопления рыхлых отложений. Интенсивная аккумуляция последних является результатом ускоренной эрозии склоновых почв вследствие возросшей антропогенной нагрузки на ландшафты. Так, в течение последних трехсот лет в бассейне р. Куйтунки отмечается фаза ускоренной эрозии и аккумуляции, связанная с заселением крестьянами староверами этой территории и интенсивной распашкой земель [Болонев, 1992]. Смыв почв с распаханых участков обусловил перекрытие позднеголоценовых почв гумусированными отложениями. Подобный генезис отложений подтверждается полученной для агроделювия инверсией радиоуглеродных дат (см. табл. 3, рис. 9), что отражает достаточно быстрый смыв материала почвенных горизонтов, сначала более молодых, затем – более древних. На молодость отложений первой пачки указывает также и наличие полуразложившейся хвои во многих горизонтах.

Таблица 4

Групповой состав гумуса почв разреза Надеино

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
V [AU]	84-91	0,44/43,6	0,16/15,8	2,75	0,41/40,6
IX [AU]	165-174	2,24/36,5	0,79/12,9	2,84	3,11/50,6
	174-184	1,3/38,9	0,49/14,7	2,65	1,55/46,4
	194-204	0,6/30,5	0,23/11,7	2,61	1,14/57,8
X [AU]	234-243	0,53/44,6	0,18/15,1	2,94	0,48/40,3
	243-252	0,54/41,9	0,22/17,0	2,45	0,53/41,1
	252-261	0,57/38,0	0,36/24,0	1,58	0,57/38,0
XII [AU]	326-338	0,9/37,5	0,51/21,2	1,76	0,99/41,3
XIII [AU] yu	349-357	0,51/33,5	0,26/17,2	1,96	0,75/49,3
XIV [AU] yu	400-408	0,36/28,6	0,2/15,9	1,80	0,7/55,5
XIV C@	417-425	0,35/34,3	0,21/20,6	1,67	0,46/45,1
XIV [AO-CRM]@	434-443	0,22/33,9	0,14/21,5	1,57	0,29/44,6

Примечание: НО – нерастворимый остаток.

Формирование почв и отложений, слагающих вторую (II) пачку (165 – 300 см), охватывало длительный временной промежуток с конца борельного (> 8,8 тыс. кал. л.н.) до середины субатлантического периода (1,2 тыс. кал. л.н.) (см. рис. 9, табл. 3).

Для механического состава отложений, слагающих кровлю и подошву пачки, характерно преобладание пылеватых фракций, доля которых растет преимущественно за счет крупной пыли (0,05 – 0,01 мм). При этом подошва (гор. ВСА dc почвы X) практически полностью сложена пылью. В средней части (гор. С почвы IX) существенно увеличивается доля мелкого песка. Содержание ила (< 0,001 мм) заметно возрастает в горизонте ВСА dc почвы X по сравнению с AU. Распределение карбонатов коррелирует с распределением фракций пыли. С возрастанием последней растет и количество CaCO₃ в отложениях. По нашему мнению, наиболее вероятной причиной накопления карбонатов являлось их поступление из атмосферы с золовым материалом. Очевидно, что кривая распределения отражает не только количество карбонатов, привнесенных извне, но и характер их дальнейшего перераспределения по профилю в результате почвообразования.

Наличие или отсутствие карбонатов в почвах определяется особенностями гидротермического и газового режимов почвы, активностью биоты [Лебедева, Овечкин, 1975; Овечкин, 1984; Тонконогов и др., 2006], а, следовательно, и климатом [Birkeland, 1999]. Учитывая относительно высокую растворимость CaCO₃, а также то, что ионы Ca²⁺ и CO₃²⁻/HCO₃⁻ легко мобилизуются и переносятся в почвенных растворах, присутствие аккумулятивно-карбонатного горизонта указывает на большую или меньшую степень засушливости климата, в котором формируется почва [Sheldon and Tabor, 2009]. Глубина горизонта аккумуляции карбонатов является функцией промачивания почвенной тол-

щи атмосферными осадками. В более сухих областях карбонатный горизонт располагается ближе к поверхности, нежели чем во влажных [Retallack, 2001].

Нижняя из представленных почв (X), формировалась на высококарбонатных эоловых отложениях. В кровле гумусового горизонта CO_2 карбонатов имеет практически нулевое значение, существенно увеличиваясь книзу. Максимум карбонатов в профиле приурочен к горизонту BSA dc. Подобный характер распределения свидетельствует о выщелачивании карбонатов в толщу подстилающих отложений во время формирования описываемой почвы. По всей вероятности, этот процесс сопровождался суспензионным выносом ила при дезагрегации материала в результате разрушения карбонатного цемента. Это находит отражение в заметном повышении илистой фракции в BSA dc. Подобные явления служат свидетельством некоторой гумидизации климата, по сравнению с предшествующим этапом, во время которого происходило накопление высококарбонатных эоловых отложений. Однако, увлажнение в период формирования почвы не было значительным, на что указывает неглубокое залегание аккумулятивно-карбонатного горизонта.

В то же время, резкие изменения в содержании песчаных фракций в этом профиле (X) могут служить показателем исходной литологической неоднородности отложений, на которых сформировалась почва. На это указывает и отсутствие на макроуровне глинистых кутан иллювиирования в горизонте BSA. Поэтому в данном случае окончательное решение о выборе того или иного пути интерпретации наблюдаемых физико-химических свойств может быть принято только на основании дальнейших микроморфологических исследований.

В темногумусовой почве IX максимум содержания карбонатов приурочен к кровле гумусового горизонта, постепенно снижаясь книзу. Подобное распределение, вероятно, связано с иллювиированием карбонатов из перекрывающих почву отложений. Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) максимально в горизонте AU почвы IX. Значения показателя довольно резко снижаются с глубиной. Отмечается более низкое содержание углерода в гумусовом горизонте почвы X, что обусловлено как генетическими причинами (меньшая интенсивность и длительность гумусонакопления), так и большим возрастом погребения нижележащей почвы (запасы органического вещества при погребении со временем уменьшаются вследствие минерализации и прекращения поступления органики [Александровский, Александровская, 2005]).

Для обеих почв характерен гуматный тип гумуса (см. табл. 4), обогащенность гумуса азотом очень низкая для почвы IX и низкая в X почве (табл. 5). Подобные характеристики органического вещества отражают степной характер почв, формирующихся при дефиците влаги. Последнее приводит к формированию микробных ценозов, устойчивых к засухе, вследствие чего в почвах преобладают окислительные процессы [Нимаева, 1992]. В результате быстрой минерализации растительных остатков формируется гумус незначительно насыщенный азотом [Пигарева и др., 2008]. Присутствие значительного количества карбонатов также может оказывать влияние на интенсификацию минерализации азота [Дюшофур, 1970].

Таблица 5

Некоторые химические свойства почв и отложений разреза Надеино

Горизонт	Глубина, см	pH водн.	Сорг, %	N, %	C : N
IX [AU]	165-174	7,9	6,14	0,43	14
	174-184	7,8	3,34	0,23	14
	184-194	7,8	2,89	0,19	15
	194-204	7,9	1,97	0,18	11
IX C	204-214	7,9	0,93	0,07	13
	214-224	8	0,64	0,07	9
	224-234	7,9	0,75	0,07	11
X [AU]	234-243	7,9	1,19	0,1	12
	243-252	8,1	1,29	0,12	11
	252-261	8,2	1,5	0,12	12
	261-270	8,4	1,4	0,31	5
X BСA dc	270-280	8,7	1,16	0,08	14
	280-290	8,7	1,11	0,07	16
	290-300	8,6	0,94	0,05	19
XI [AU]	300-307	8,6	1,43	0,15	10
	307-312	8,5	1,22	0,14	9
XI C	312-320	8,7	0,58	0,04	14
	320-326	8,6	1,21	0,11	11
	XII [AU]	326-338	8,4	2,4	0,19
XII C	338-349	8,6	0,51	0,06	8
XIII [AU] yu	349-357	8,5	1,52	0,16	9
XIII AUB	357-363	8,5	0,97	0,1	10
	363-373	8,5	0,45	0,02	22
	373-382	8,5	0,24	0,02	12
XIII C	382-393	8,6	0,2	0,02	10
	393-400	8,7	0,62	0,04	15
XIV [AU] yu	400-408	8,5	1,26	0,08	16
	408-415	8,5	1,09	0,07	16
XIV C@	415-425	8,5	1,02	0,07	15
	425-434	8,4	0,81	0,04	20
	434-443	8,5	0,65	0,02	32
XV [AO-CRM]@	443-463	8,5	0,9	0,06	15

Таким образом, начало формирования описываемой пачки совпадает с периодом аридизации на границе бореального и атлантического периодов, выразившемся в активизации эоловых процессов и отложении высококарбонатных суглинков. Последующее увлажнение климата привело к формированию почвы X. Совокупность морфологических и физико-химических свойств, рассмотренных выше, позволяет отнести описываемую почву к чернозему дисперсно-карбонатному и предполагать для нее достаточно интенсивное гумусонакопление в относительно сухих и теплых условиях под степной растительностью.

Около 4,5 тыс. л.н. отмечается экстремум похолодания, которое зафиксировано в разных регионах Евразии [Michelutti et al., 2006; Velichko et al., 1997; Agatova et al., 2012; Климанов, 1989; Величко и др., 2006; Назаров и др., 2012], в том числе в субэаральных отложениях Приольхонья [Данько, 2009], торфяниках северного Прибайкалья [Безрукова и др., 2006] и осадках оз. Байкал [Karabanov et al., 2000]. Очевидно, что подобные климатические изменения произошли и на территории исследования, что способствовало активизации денудационно-аккумулятивных процессов на границе атлантического и суббореального периодов и вызвало погребение атлантической почвы под толщей делювиальных супесей.

Результатом последующей стадии педогенеза стало формирование профиля темногумусовой почвы IX. Её характеризует относительно мощный и хорошо оструктуренный гумусовый горизонт темно-серой окраски с высоким содержанием гумуса и гуматным типом последнего. Гумусовый горизонт постепенно переходит в нижележащий буроватый горизонт. Развитие дифференцированного почвенного профиля свидетельствует о длительном преобладании сингенетических процессов почвообразования и выветривания, существенном ослаблении процессов осадконакопления. Это возможно лишь в условиях стабилизации рельефа и в ландшафтной обстановке, которой присуща относительно высокая тепло- и влагообеспеченность. При сравнении двух почв (IX и X) предполагаются более сухие условия формирования для нижележащей (X). Хорошо оструктуренная почва IX, обладающая наиболее выраженным гумусовым горизонтом и максимальным содержанием гумуса, отражает фазу максимально благоприятного (из всех встречающихся в разрезе фаз) педогенеза.

В целом, для интервала 8,8 – 1,2 тыс. кал. л.н. характерна довольно стабильная ландшафтно-климатическая обстановка, относительно высокая теплообеспеченность при незначительном увлажнении, постепенно снижающемся от атлантического к суббореальному периоду и вновь несколько возросшему на временном промежутке 4,7 – 1,2 тыс. кал. л.н. Важно отметить, что существенное снижение среднегодовой суммы атмосферных осадков ясно читается по донным осадкам оз. Котокель начиная с 7 тыс. л.н. [Tarasov et al., 2009; Безрукова и др., 2011]. Постепенная аридизация климата на протяжении последних 5000 лет, фиксирующаяся по педолитологическим данным, отмечается в Приольхонье [Данько, 2009], центральной [Lehmkuhl et al., 2011] и северной Монголии [Lehmkuhl et al., 2012]. Чен с соавторами [Chen et al., 2008] отмечают снижение уровня озер в различных частях Монголии начиная примерно с 4,5 тыс. л.н. Снижение влажности климата и усиление его континентальности отражено в донных осадках оз. Арахлей в Центральном Забайкалье [Решетова и др., 2013].

Эолово-делювиальные отложения третьей пачки залегают на глубине 300 – 400 см и вмещают слаборазвитые почвы, сформированные 9,0 – 11,7 тыс. кал. л.н. (см. рис. 9). Верхние из представленных почв (XI и XII) не имеют срединных генетических горизонтов, для них характерен фульватно-гуматный

тип гумуса при его средней насыщенности азотом (см. табл. 4, 5). Отмечаются признаки выщелачивания карбонатов, количество которых уменьшается вниз по профилю с дальнейшими иллювиальными максимумами в подстилающих отложениях. Наибольшие значения CO_2 карбонатов приурочены к гумусовому горизонту почвы XIII. Резкое уменьшение показателя сразу под гумусовым горизонтом свидетельствует об отсутствии перераспределения карбонатов.

Наиболее развита пребореальная почва XIII. В отличие от выщележащих почв (XI, XII) она имеет хорошо выраженную переходную по гумусу часть профиля серовато-коричневой окраски (10 YR 5/2), что может свидетельствовать о более длительном и активном протекании процессов почвообразования и выветривания, захватывавших более мощную толщу отложений. В рассматриваемых условиях это возможно лишь при существенном ослаблении осадконакопления в ландшафтной обстановке, которой присуща достаточная тепло- и влагообеспеченность. Однако, данную переходную часть профиля не представляется возможным выделить в самостоятельный генетический горизонт в силу отсутствия выраженной педогенной структурной организации, ясных следов аккумуляций карбонатов, иллювирования органо-минеральных соединений и др. Исходя из сказанного почва отнесена нами к темногумусовым. В групповом составе гумуса почвы преобладают гуминовые кислоты (см. табл. 4).

Наиболее вероятно, что развитие описываемых почв происходило в лесостепных условиях при меньшей теплообеспеченности и большей увлажненности в сравнении с почвами, сформированными в пачке II. Однако природно-климатическая обстановка этого времени была достаточно сложной и динамичной. Кратковременные фазы увлажнения и активного почвообразования прерывались этапами активизации эрозионных процессов и перекрытия почв делювиальными отложениями. Следы аридизации климата выражены в виде отложений эолового генезиса, представленными пылеватыми высококарбонатными супесями и суглинками без ясно выраженных форм вторичных карбонатов. В целом, в строении пачки отражена быстрая смена фаз активного осадконакопления этапами стабилизации дневной поверхности, ослабления делювиальных и эоловых процессов и почвообразования.

Подобный характер природно-климатической обстановки был характерен и для Прибайкалья [Воробьева, 2010]. В целом для Байкальского региона в раннем голоцене (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.) отмечается потепление и увлажнение климата, деградация многолетней мерзлоты, увеличение мощности деятельного слоя, что привело к активизации эрозионно-аккумулятивных процессов. Значительный рост реконструируемых годовых сумм осадков (до 100 мм) пришелся на период 11,0 – 10,5 тыс. кал. л.н., средняя температура воздуха июля увеличилась на 1 – 2°C, январская – на 7 – 8°C [Tarasov et al., 2007; Tarasov et al., 2009].

Для гранулометрического состава отложений нижней (400 – 560 см) пачки характерно плавное колебательное нарастание доли пылеватых частиц от подошвы разреза к горизонту [AU] у почвы XIV, где отмечается максимальное содержание карбонатов (см. рис. 9). В профиле почвы XV иллювиальный мак-

симум карбонатов отмечается в подстилающих отложениях. Из присутствующих карбонатных выделений преобладают трубки и жилки мелкозернистого кальцита по бывшим ходам корней. Их формирование происходит из нисходящих токов влаги при медленном испарении растворов [Овечкин, 1984], поэтому есть основания полагать, что характер карбонатного профиля почвы XV обязан своим происхождением выщелачиванию карбонатов во время педогенеза.

Профиль почвы XV состоит из грубогумусового горизонта (АО), который залегает на криометаморфическом CRM. Кровля почвы криотурбирована, нижняя часть профиля оглеена. На основании сказанного ее можно классифицировать как криометаморфическую грубогумусовую глееватую, турбированную с профилем [АО-CRM]@-CRMg-Cg.

Обе почвы (XIV и XV) криотурбированы и нарушены криогенными клиньями. При этом для них характерна хорошая оструктуренность, высокое содержание гумуса, при его фульватно-гуматном составе (см. табл. 4). Отношение С_{тк} : С_{фк} снижается вниз по разрезу. Снижается и обогащенность гумуса азотом (отношение С:N, см. табл. 5).

Судя по полученным радиоуглеродным датам время формирования нижней из представленных почв (XV) относится к позднеледниковому потеплению, обозначаемому как бёллинг. Почва XIV формировалась на временном промежутке, хронологически сопоставимом с аллерёдом.

Для позднеледниковых потеплений климата отмечается увеличение годового количества осадков, сокращение площади многолетнемерзлых пород [Динамика..., 2002], что также характерно и для территории Прибайкалья [Tarasov et al., 2009]. В Восточной Сибири фиксируется двукратное увеличение количества осадков [Tarasov et al., 2009; Chebykin et al., 2002]. В описываемом разрезе подобные климатические изменения выражаются в признаках периодического переувлажнения грунта (обильные Fe-Mn новообразования, глеевые окраски) в нижней части разреза, криогенных нарушениях, формирующихся в условиях льдистой мерзлоты, требующей запасов влаги в грунтах (криотурбации), выщелачивании карбонатов, отложенных в периоды аридизации. Групповой состав гумуса также указывает на формирование почв в более влажных условиях, чем почв вышележащих пачек. Однако, данные по увлажненности могут не согласовываться с количеством атмосферных осадков, т.к. таяние мерзлоты приводило к поддержанию в грунтах высокой влажности.

При общем тренде к возрастанию температур для позднеледниковья отмечается высокая нестабильность климата, обусловленная чередованием относительно кратковременных потеплений с фазами глубоких и резких похолоданий [Severinghaus, Brook, 1999]. Подобные колебания четко отразились и в донных осадках оз. Котокель [Tarasov et al., 2009; Безрукова и др., 2011].

Этапы похолоданий привели к распространению многолетнемерзлых пород, иссушению климата, активизации эоловых процессов [Динамика..., 2002]. В исследуемом разрезе подобные периоды маркируются уровнями заложения криогенных структур, накоплением карбонатных эоловых отложений и аккумуляцией делювиальных осадков. Наибольшей интенсивности

экзогенные процессы достигли на рубеже плейстоцена и голоцена (12,6 – 11,7 тыс. кал. л.н.), что выразилось в перекрытии позднеледниковой почвы XIV эолово-делювиальными отложениями.

Таким образом, в разрезе Надеино запечатлена довольно детальная запись климатических изменений, происходивших в позднеледниковье и голоцене на территории исследования. Выделяются следующие этапы развития отложений и почв.

1. В конце сартанского криохрона (15,0 – 14,5 тыс. кал. л.н., а возможно и раньше) на исследуемой территории отмечается эрозионный врез, активизация эрозионно-аккумулятивных процессов [Рыжов и др., 2015].

2. Снижение их интенсивности и начало почвообразования совпало с первым позднеледниковым потеплением и увлажнением климата, сопоставимым с бёллингом (14,5 – 14,1 тыс. кал. л.н.). Данный этап педогенеза маркируется криометаморфической почвой, залегающей в основании разреза Надеино. Формирование почв в указанном временном интервале проходило при более низкой теплообеспеченности и высокой увлажненности в сравнении с современными почвами территории исследования.

3. В интервале 14,1 – 14,0 тыс. кал. л.н. фиксируется этап усиления смыва и накопления делювиальных отложений.

4. Последовавшее потепление обусловило начало второго периода активизации процессов почвообразования и снижения интенсивности осадконакопления, который выделяется 14,0 – 12,6 тыс. кал. л.н. В указанном временном интервале выделяются два этапа педогенеза (14,0 – 13,3 и 13,0 – 12,6 тыс. кал. л.н.), разделенные фазой активизации эрозионно-аккумулятивных процессов (13,3 – 13,0 тыс. кал. л.н.). Формирование почв проходило в лесостепных условиях при невысокой теплообеспеченности и относительно высокой увлажненности. Наряду с эрозионно-аккумулятивными процессами в лессовидных отложениях активизировались суффозионные процессы [Рыжов и др., 2015]. Этот этап соответствует потеплению аллерёд, в пределах которого отчетливо фиксируется кратковременное сильное похолодание [Безрукова и др., 2011].

5. Погребение сформированных на предыдущем этапе почв эолово-делювиальными осадками стало результатом похолодания и аридизации климата, сопоставляемого с поздним дриасом (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.). Палеоклиматические реконструкции на основе спорово-пыльцевых данных показали, что средние июльские температуры были на 2 – 3°, январские на 8 – 10° ниже современных значений, а годовая сумма осадков снижалась на 50 – 80 мм [Tarasov et al., 2009; Безрукова и др., 2011]. В начале этапа отмечается активизация криогенных процессов, следы которых фиксируются по многочисленным криогенным деформациям (клинья, псевдоморфозы, криотурбации). Впоследствии активно проявлялись эоловые процессы, в результате чего в разрезах происходило накопление белесых карбонатных лессовидных супесей со следами почвообразования (тонкие прослой гумусированной супеси).

6. Природно-климатическая обстановка *раннего голоцена* (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.) была достаточно сложной и динамичной. Кратковременные фазы увлаж-

нения и активного почвообразования прерывались этапами активизации эрозионных процессов и перекрытию почв золово-делювиальными отложениями. Данный временной промежуток характеризовался возрастающей аридизацией климата, следы которой проявляются в виде высококарбонатных отложений эолового генезиса. Максимальной сухости климат достиг на границе бореального и атлантического периодов. Формирование раннеголоценовых маломощных органико-аккумулятивных почв происходило в условиях степи/лесостепи при большей теплообеспеченности и меньшей увлажненности в сравнении с почвами, сформированными в позднеледниковье. Наиболее оптимальные для почвообразования условия отмечаются в первой половине пребореала (11,7 – 11 тыс. кал. л.н.), характеризовавшегося повышенным увлажнением.

7. *Средне-* (8,8 – 4,7 тыс. кал. л.н.) и *средне-позднеголоценовый* (4,7 – 0 тыс. кал. л.н.) *периоды* отличались наиболее стабильной ландшафтно-климатической обстановкой, что выразилось как в формировании полноразвитых почв, так и в стабилизации эрозионно-аккумулятивных форм рельефа. Периоды характеризовались высокой теплообеспеченностью при незначительном увлажнении, постепенно снижающемся от атлантики к субатлантику. В атлантике (8,8 – 6,9 тыс. кал. л.н.) под степной растительностью сформировались относительно мощные темногумусовые почвы. Активизация денудационно-аккумулятивных процессов на границе атлантического и суббореального периодов (6,9 – 4,7 тыс. кал. л.н.) вызвала их погребение. Результатом последующей стадии педогенеза стало формирование полноразвитых почв, по совокупности диагностических признаков сопоставимых с современными гумусово-аккумулятивными почвами черноземного типа. Почвы формировались под степной растительностью в условиях довольно сухого климата. По всей видимости, именно на данном этапе сложились основные черты современного почвообразования территории исследования.

Во время освоения территории, спровоцировавшего ускоренную эрозию, почва была погребена под толщей делювиальных наносов, на которых в данный момент протекает современное почвообразование.

3.1.2. Нижняя Буланка

Разрезом вскрыты полигенетичные делювиально-пролювиальные и эоловые осадки конуса выноса безымянной балки, расположенной по правому борту пади Нижняя Буланка в 5 км к северу от с. Большой Куналей (51°28' с.ш., 107°37' в.д., абс. выс. 750 – 752 м). На рис. 8 показано положение разреза в пределах водосборного бассейна. Общая мощность вскрытых отложений составила 4,6 м. Их строение и характеристики приводятся ниже (табл. 6).

Датирование почв, погребенных в исследуемых отложениях показало, что аккумуляция почвенно-литологической толщи активно происходила с середины позднеледниковья (табл. 7). Однако начиная с 8,2 тыс. кал. л.н. осадконакопление на данном участке существенно ослабевает вплоть до полного прекращения поступления наносов, что, по нашему мнению, связано со стабилизацией эрозионной формы.

Таблица 6

Основные морфологические характеристики почвы и отложений разреза Нижняя Буланка

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
I	I dl	0-19	Супесь, цвет (в сухом состоянии) – темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная средне-мелкокомковатая, рыхлый, включения корней, очень слабо вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	II [AU]	19-37	Средний суглинок, очень темный коричневый (10 YR 2/2) в кровле с постепенным переходом в очень темный серовато-коричневый (10 YR 3/2) в подошве, структура прочная средне-мелкокомковатая с плитчатостью в кровле, твердый, включения корней, редкие карбонатные жилки по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету и сложению;
	II C	37-47	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная ореховато-мелкокомковатая, несколько уплотнен, включения корней, редкие карбонатные жилки, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	III [AU]	47-55	Средний суглинок, очень темный серовато-коричневый (10 YR 3/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, плотный, включения корней, редкие карбонатные жилки, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	III C	55-70	Средний суглинок, окраска неоднородна, более темные серовато-коричневые (10 YR 4/2) гумусированные прослойки чередуются со светлыми коричневыми (10 YR 5/3) слоями, структура умеренная ореховато-мелкопризматическая, плотный, включения корней, обилие макропор, слабо вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
	IV [AU]	70-76	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, несколько уплотнен, умеренное вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход резкий по цвету и сложению;
II	IV AUB	76-86	Супесь, коричневая (10 YR 4/3), структура умеренная ореховато-мелкопризматическая, плотный, обилие макропор, очень слабо вскипает от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
II	IV C	86-132	Окраска неоднородна – на основном коричневатом (10 YR 5/3) фоне выделяются темные серовато-коричневые (10 YR 3/2) гумусовые горизонты и прослои, последние легкоутлинистые, основная же масса – супесчаная, структура умеренная (в подошве слабая) средне-мелкопризматическая, рыхлый, редкие включения корней, в нижней части горизонта обильные включения углей размером до 4 – 5 мм, очень слабо вскипает от HCl вплоть до отсутствия реакции, граница ровная, переход резкий по сложению;
	V AUB	132-144	Легкий суглинок, коричневый (10 YR 5/3), структура прочная ореховато-мелкопризматическая, несколько уплотнен, обилие макропор, обильные углистые включения размером до 1,3 см, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	VI [AU]	144-151	Средний суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная призматически-мелкокомковатая, несколько уплотнен, редкие включения корней и углей размером до 3 мм, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	VIC	151-162	Супесь, коричневая (10 YR 5/3), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, включения углей размером до 3 мм, очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
	VII [AU]	162-168	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, редкие включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	VII C	168-189	В кровле – песок, в подошве – супесь, коричневый (10 YR 5/3) в кровле, палево-коричневый (10 YR 6/3) – в подошве, структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, включения углей до 1 см, очень слабо вскипает от HCl вплоть до отсутствия реакции, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	VIII [AU]	189-195	Средний суглинок, очень темный серовато-коричневый (10 YR 3/2), структура умеренная мелкопризматически-мелкокомковатая, уплотнен, включения корней, карбонатные жилки, сильное вскипание от HCl, граница карманистая, переход ясный по цвету и сложению;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
	VIII C	195-213	Супесь, неоднороден по окраске и сложению - кровля - серовато-коричневая (10 YR 5/2) несколько уплотненная с прочной ореховато-мелкопризматической структурой, подошва - светлая коричневатая-серая (10 YR 6/2) рыхлая с умеренной мелкопризматической структурой, встречаются карбонатные выцветы на гранях структурных отдельных жилки по ходам корней, редкие углистые включения, очень слабо вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	IX [AU]	213-220	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, рыхлый, обильные карбонатные выцветы на гранях педов и жилки по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету и сложению;
	IX AUB	220-238	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура прочная ореховато-мелкопризматическая, уплотнен, редкие включения корней, в подошве отмечаются обильные хорошо выраженные выцветы CaCO ₃ на гранях педов, слабое вскипание от HCl в кровле, сильное - в подошве, граница слабоволнистая, переход резкий по цвету;
	X [AU]	238-248	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура прочная мелкокомковатая, рыхлый, редкие карбонатные жилки, включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход ясный по цвету;
	X AUB	248-258	Супесь, коричневая (10 YR 4/3), структура умеренная ореховато-мелкокомковатая, рыхлый, редкие включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход ясный по цвету;
	X VI	258-265	Супесь, коричневая (10 YR 5/3), структура умеренная ореховато-мелкопризматическая, несколько уплотнен, редкие карбонатные жилки и выцветы, грани педов покрыты тонкими гумусово-глинистыми кутанами, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету и сложению;
	X VCA mC, Ic	265-304	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура прочная ореховато-призматическая, плотный, отмечается волнистая слоистость, обильные выцветы CaCO ₃ на гранях педов, реже - карбонатные жилки, очень сильное вскипание от HCl, граница языковатая, переход резкий по цвету и сложению;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
III	XI [AU] уч	304-313	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкокомковато-призматическая, несколько уплотнен, редкие карбонатные жилки, из подошвы слоя заложены криогенные клинья, выполненные карбонатными супесями слоя X C, сильное вскипание от HCl, граница языковатая, переход резкий по цвету;
	XI C	313-326	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура умеренная мелкопризматическая, рыхлый, углистые включения, хорошо выраженные карбонатные заполнения пор и ходов корней, сильное вскипание от HCl, граница языковатая, переход резкий по сложению;
	XII AUB	326-340	Легкий суглинок, палево-коричневый (10 YR 6/3), структура прочная ореховато-мелкопризматическая, уплотнен, мелкие (до 3 мм) Fe-конкреции, карбонатные инкрустации по ходам корней, из подошвы слоя заложены криогенные клинья, выполненные супесями горизонта XI C, сильное вскипание от HCl, граница языковатая, переход ясный по цвету и сложению;
	XII C	340-374	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура умеренная ореховато-мелкопризматическая, рыхлый, в нижней части уплотнен, мелкие Fe-конкреции и примазки, более обильные в подошве, выцветы и инкрустации CaCO ₃ , слабое вскипание от HCl, усиливающееся к границе с подстилающим горизонтом, граница ровная, переход заметный по цвету;
	XII Cg	374-409	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), для минеральной массы горизонта характерна неоднородная окраска, подчеркнутая сизыми и ржаво-бурыми пятнами, структура прочная мелкоореховатая, уплотнен, обильные мелкие (до 5 мм) Fe-Mn стяжения и примазки, в подошве большое количество крупных (до 1 см) углистых включений, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XIII [AU]g	409-419	Легкий суглинок, палево-коричневый (10 YR 6/3), на основном фоне выделяются сизоватые и охристые пятна, структура умеренная мелкокомковато-мелкоореховатая, несколько уплотнен, обильные Fe-Mn стяжения и примазки, отмечаются признаки криотурбаций, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XIII Cg	419-460	Палево-коричневый (10 YR 6/3), на основном фоне выделяются сизоватые и охристые пятна, отмечается параллельно-волнистая слоистость, выраженная чередованием легкоуглистых, песчаных и супесчаных прослоев, структура умеренная мелкопризматическая, уплотнен, Fe-Mn налеты и примазки, карбонатные жилки, углистые включения, очень слабо вскипает от HCl.

Таблица 7

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Нижняя Буланка

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л. н.	Календарный возраст, кал. л. н.
III [AU]	47-55	ЛУ-6851	7430±90	8250±90
IX [AU]	213-220	ЛУ-6852	9570±90	10920±160
X [AU]	238-248	ЛУ-6787	9650±90	10990±160
X AUB	248-258	ЛУ-6850	9960±140	11530±230
XI [AU] yu	304-313	ЛУ-6795	10940±240	12900±210
XIII [AU]g	427-440	ЛУ-6849	11360±190	13270±190

В целом строение толщи отложений подобно строению разреза Надеино: профиль сложен чередованием отложений различных генетических типов в разной степени проработанных почвообразовательными процессами (рис. 10). Морфогенетический анализ и изучение физико-химических свойств почв и отложений позволили разделить исследуемую толщу на три пачки.

Верхняя (0 – 70 см) представлена профилями двух темногумусовых почв (II и III). Их отличает повышенная (в сравнении с нижележащими почвами) мощность гумусово-аккумулятивной толщи, высокая гумусированность и прочная структура. Для почв характерен гуматный тип гумуса (табл. 8). Возрастание содержания карбонатов отмечается в кровле почвы II. Подобные признаки характерны и для почв, сформированных в пределах пачки II разреза Надеино. Таким образом, в пределах описываемой толщи отражены два этапа стабильного и интенсивного педогенеза, проявившихся в атлантическом и субатлантическом периодах, разделенные этапом активизации делювиального сноса.

В целом, пачка фиксирует этап стабилизации балочного водосбора, обусловленный не только сменой режима функционирования эрозионной формы, но и региональными климатическими изменениями. Об этом свидетельствует проявление выделенных этапов и в других исследуемых разрезах в пределах бассейна р. Куйтунки.

Вторая пачка (70 – 304 см) сложена чередованием маломощных органо-аккумулятивных почв с профилем типа А-С (см. рис. 10) (за исключением почвы X, на которой более подробно мы остановимся ниже). Почвы довольно гумусированы, отсутствуют признаки перемещения карбонатов по профилям, их максимумы коррелируют с увеличением содержания пылеватых частиц, что может отражать периодическую активизацию эоловых процессов. Гумус большинства представленных почв характеризуется как гуматный (см. табл. 8). Предполагается формирование почв в довольно теплых и засушливых условиях степи/лесостепи. Вероятно, недостаточная влагообеспеченность оказывала неблагоприятное влияние на развитие местных фитоценозов, что выразилось в малой плотности растительного покрова. Последнее способствовало относительно частой активизации эрозионных процессов, которые прерывали краткие этапы почвообразования. Определенное влияние на развитие

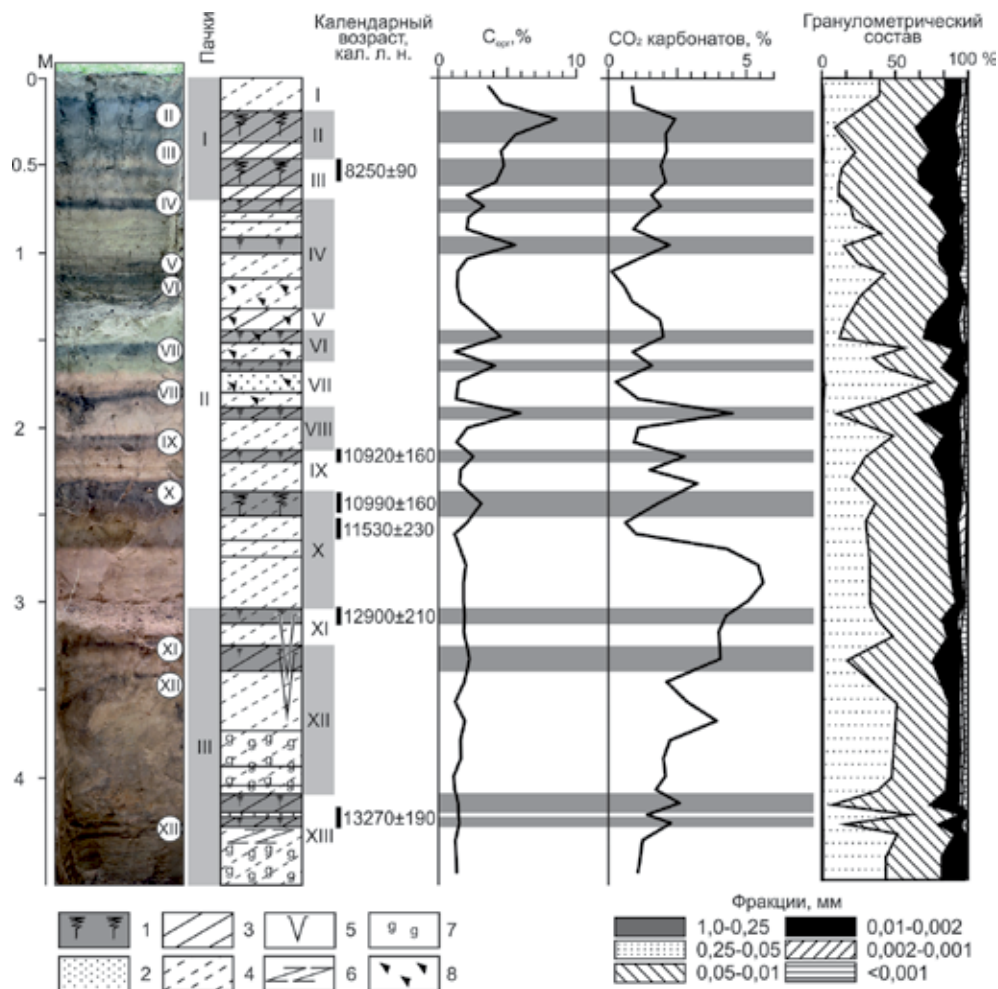


Рис. 10. Строение, абсолютный возраст и физико-химические свойства почв и отложений разреза Нижняя Буланка.

Усл. обозн. – см. рис. 9; 8 – включения углей.

эрозии могли оказывать пожары, следы которых фиксируются по обильным включениям угля в отложениях описываемой пачки.

Довольно нестабильная природно-климатическая обстановка, вытекающая из вышеуказанных особенностей строения и состава отложений и почв, отмечается во второй половине пребореального – бореальном периоде (11,0–8,8 тыс. кал. л.н.) и в других исследуемых нами разрезах.

Качественно отличается от вышележащих почва первой половины пребореального периода (X), сформированная в основании пачки. Синхронные или близкие к ней по времени формирования почвы присутствуют во всех исследуемых разрезах. Профиль почвы имеет вид [AU]-AUB-BI-BCA mc,lc,

Таблица 8

Групповой состав гумуса почв разреза Нижняя Буланка

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
II [AU]	19-28	2,01/23,6	0,9/10,5	2,23	5,63/65,9
III [AU]	47-55	1,05/21,5	0,52/10,6	2,02	3,32/67,9
IV [AU]	70-76	0,87/26,7	0,40/12,3	2,17	1,99/61,0
IV C	91-100	0,94/16,8	0,43/7,7	2,19	4,22/75,5
VI [AU]	144-151	1,18/25,9	0,60/13,2	1,97	2,77/60,9
VII [AU]	162-168	0,79/19,3	0,39/9,5	2,03	2,92/71,2
VIII [AU]	189-195	1,48/24,8	0,68/11,4	2,18	3,82/63,8
IX [AU]	213-220	0,56/21,6	0,28/10,8	2,00	1,75/67,6
X [AU]	238-248	0,82/26,6	0,43/13,9	1,91	1,84/59,5
X AUB	248-258	0,25/11,6	0,24/11,2	1,04	1,66/77,2
XI [AU] yu	304-313	0,2/11,1	0,21/11,7	0,95	1,39/77,2
XIII [AU]g	409-419	0,19/14,1	0,23/17,0	0,83	0,93/68,9

что позволяет отнести ее к черноземам глинисто-иллювиальным. Отмечается фульватно-гуматный тип гумуса, что может отражать формирование почвы в условиях лесостепных ландшафтов. Выраженные на макроуровне гумусово-глинистые кутаны горизонта VI и отчетливый иллювиальный максимум карбонатов в горизонте BSA mc,lc, указывают на формирование почвы при относительно высокой влагообеспеченности. Очевидно, описываемый чернозем фиксирует один из наиболее длительных этапов интенсивного педогенеза на исследуемой территории.

При анализе группового состава гумуса почв, погребенных в пределах разреза (см. табл. 8), обращает на себя внимание большое количество негидролизуемого остатка. Такая особенность неоднократно отмечалась для современных черноземов и каштановых почв Забайкалья [Чимитдоржиева и др., 2008; Пигарева и др., 2008]. Высокое содержание веществ этой группы может быть объяснено необратимым связыванием значительного количества новообразованных гуминовых кислот минеральной частью в форме гуминов, что происходит в результате чередования процессов высушивания и промораживания [Волковинцер, 1978]. Таким образом, заметное снижение доли нерастворимого остатка в почве X (см. табл. 8) может быть вызвано снижением контрастности климата во время формирования почвы.

Почвы, залегающие в пределах третьей пачки (304 – 460 см), сформированы во время заключительного позднеледникового потепления. Верхняя почва (XI), возрастом 12,9 тыс. кал. л.н. перекрыта делювиальными отложениями, накопление которых стало результатом похолодания климата, сопоставляемого с поздним дриасом Европы (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.). Из подошвы гумусовых горизонтов почв XI и XII выходят криогенные клинья. Отложения в основании пачки криотурбированы. Отмечаются многочисленные хорошо выраженные признаки оглеения (см. рис. 10, табл. 6), что указывает на периодическое пере-

увлажнение почв. Оно могло возникать над фронтом длительно протаивающей мерзлоты при деградации многолетнемерзлых пород, а также благодаря относительной влажности климата, на что указывает общее увеличение фульватности гумуса представленных в пачке почв (см. табл. 8). Подобные особенности характерны и для отложений, слагающих подошву разреза Надеино.

3.1.3. Большой Куналей

Разрез заложен в естественном обнажении головной части пади на левобережье р. Куналейки в 1,5 км к юго-западу от с. Большой Куналей (51°25' с.ш., 107°34' в.д., абс. выс. 735 м) и вскрывает строение предгорного делювиального шлейфа (рис. 11). Здесь выделяются следующие горизонты (табл. 9).



Рис. 11. Общий вид разреза Большой Куналей.

Толща отложений, слагающих профиль разреза, полигенетична и состоит из наложенных один на другой двух черноземов, перекрытых агроделювием (горизонт dl) (рис. 12), подобным таковому в вышеописанных разрезах. В табл. 10 приводятся данные радиоуглеродного датирования погребенных почв.

Нижняя почва (II) формировалась на однородных по гранулометрическому составу легкосуглинистых делювиальных отложениях 11,7 – 11 тыс. кал. л.н. (см. рис. 12) и имеет профиль типа [AU]-BCA-Cca. Формирование данной почвы, равно как и наиболее развитых раннеголоценовых почв в

Таблица 9
Основные морфологические характеристики почв и отложений разреза Большой Куналей

Горизонт	Глубина, см	Описание
dl	0-90	Легкий суглинок, коричневый (10 YR 4/3), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, в нижней части немногочисленные включения дресвы, обильные включения корней, отмечается параллельная слабоволнистая слоистость, подчеркнутая чередованием более и менее гумусированных слоев, очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету и слоению;
I [AU] I _с ,уи	90-120	Средний суглинок, очень темный серый (10 YR 4/3), структура прочная средне-мелкокомковатая, несколько уплотнен, обильные включения корней, в крошке хорошо выражены карбонатные новообразования (выпоты, псевдоморфозы), сильное вскипание от HCl, граница языковатая, переход ясный по цвету;
I Bt mc	120-130	Средний суглинок, коричневый (10 YR 5/3), структура прочная оrehовато-мелкокомковатая, уплотнен, редкие включения корней, отмечаются слабовыраженные глинистые куланы на гранях структурных отделенностей, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход заметный по цвету;
I BSA mc	130-160	Средний суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/4), структура прочная оrehовато-мелкопризматическая, несколько уплотнен, редкие углистые включения размером до 8 мм, в крошке отмечаются обильные карбонатные жилки и инкрустации по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход заметный по цвету и слоению;
I C _{са} ,nc	160-197	Легкий суглинок, отмечается параллельная волнистая слоистость подчеркнутая включением маломощных серых гумусированных прослоев в основной палево-коричневый (10 YR 6/3) фон горизонта, структура прочная мелкопризматическая, несколько уплотнен, внутренняя масса педов равномерно пропитана карбонатами, отмечается большое количество достаточно крупных (до 10 см диаметром) белоглазок, очень сильное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и слоению;
II [AU] уи	197-203	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная мелкокомковатая, уплотнен, карбонатные пропитки почвенной массы, слабо вскипает от HCl, граница языковатая, переход ясный по цвету;
II AUB nc	203-220	Легкий суглинок, коричневый (10 YR 5/3), структура прочная оrehовато-мелкокомковатая, несколько уплотнен, встречаются белоглазки, редко – карбонатные налеты по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
II BSA nc	220-240	Легкий суглинок, палево-коричневый (10 YR 6/3), структура прочная оrehовато-мелкопризматическая, уплотнен, редкие мелкие углистые включения, карбонатные инкрустации по ходам корней, часто встречаются белоглазки до 10 см диаметром, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход заметный по цвету;
II BС са,nc	240-300	Средний суглинок – в крошке, легкий суглинок – в подошве, светлый палево-коричневый (10 YR 7/3), структура прочная средне-мелкопризматическая, плотный, в крошке встречаются карбонатные белоглазки, во всем горизонте встречаются СаСО ₃ -заполнения ходов корней, выпшветы, очень сильно вскипает от HCl, граница волнистая, переход постепенный по цвету;
II C	300-350	Легкий суглинок, палево-коричневый (10 YR 6/3), структура умеренная средне-мелкопризматическая, плотный, редкие карбонатные налеты по ходам корней, обильные пропитки почвенной массы, слабо вскипает от HCl.

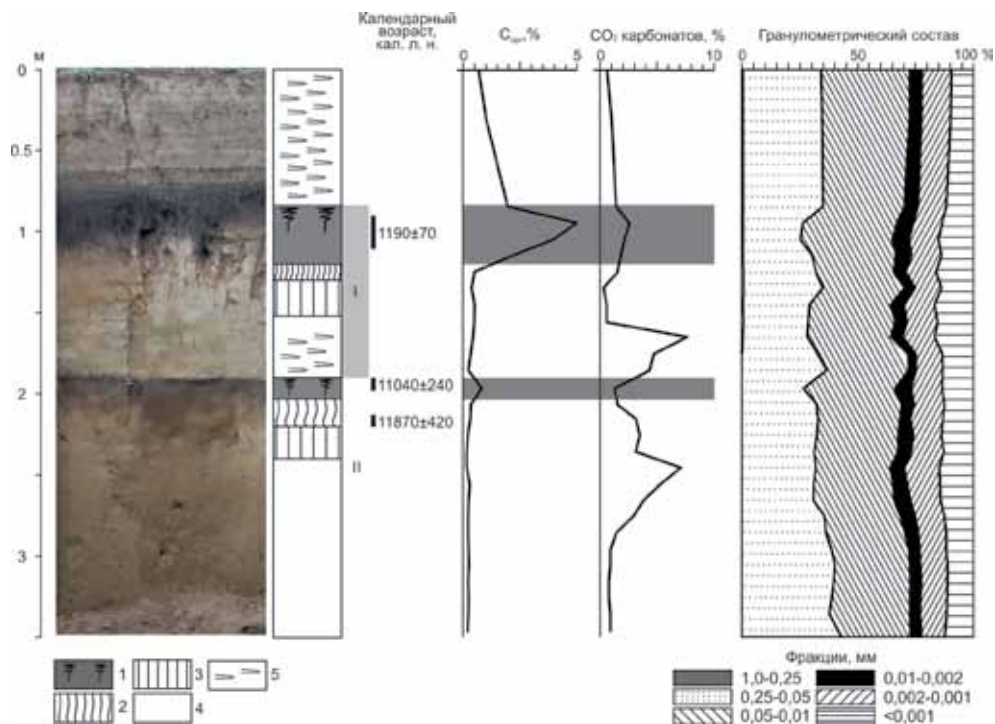


Рис. 12. Структура, абсолютный возраст и физико-химические свойства почв и отложений разреза Большой Куналей.

1 – гумусовые горизонты погребенных почв. 2 – переходные горизонты; 3 – срединные горизонты; 4 – подстилающие отложения; 5 – слоистость отложений.

Таблица 10

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Большой Куналей

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
I[AU] lc,yu	72-80	ЛУ-7535	1270±60	1190±70
II[AU] yu	197-203	ЛУ-7536	9700±170	11040±240
IIAUB nc	215-220	ЛУ-7537	10160±210	11870±420

разрезах Надеино и Нижняя Буланка, очевидно, связано с первым голоценовым потеплением климата, отчетливо проявившемся в Восточной Сибири в первой половине пребореального периода [Хотинский, 1977; Tarasov et al., 2007]. Тип гумуса – гуматный (табл. 11), отмечается его высокая обогащенность азотом (табл. 12). В распределении карбонатов отмечается четко выраженный иллювиальный максимум в горизонте ВСА (см. рис. 12). Наиболее вероятно, что почва формировалась под степными/лесостепными сообществами в относительно влажных условиях.

Таблица 11

Групповой состав гумуса почв разреза Большой Куналей

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
I[AU] lc,yu	90-100	2,75/54,5	1,33/26,3	2,07	0,97/19,2
	100-110	1,46/37,0	1,49/37,8	0,98	0,99/25,2
	110-120	0,77/34,2	1,02/45,4	0,75	0,46/20,4
II[AU] yu	197-203	0,35/46,7	0,15/20	2,33	0,25/33,3

Кровля гумусового горизонта размыта, по резкой границе профиль переходит в перекрывающие его делювиальные отложения, накопление которых отражает этап активизации склоновых процессов, проявившийся, судя по данным, полученным из других исследуемых разрезов, во второй половине пребореального – бореального периоде. Вверх по профилю возрастает роль эолового фактора в осадконакоплении, что фиксируется по повышению доли пылеватых фракций, коррелирующем с ростом количества карбонатов (см. рис. 12). Вероятно, здесь зафиксирован этап аридизации климата на границе бореального и атлантического периодов, четко отразившийся в разрезе Надеино.

Таблица 12

Некоторые химические свойства почв и отложений разреза Большой Куналей

Горизонт	Глубина, см	pH водн.	Сорг, %	N, %	C : N
dl	80-90	8,3	1,98	0,27	7,3
I [AU] lc,yu	90-100	8,2	5,05	0,63	8,0
I [AU] lc,yu	100-110	8,1	3,94	0,44	8,9
I [AU] lc,yu	110-120	8,1	2,25	0,31	7,3
I BI yu, mc	120-130	8,0	0,49	0,1	4,9
I BSA mc	130-140	7,9	0,34	0,06	5,7
I BSA mc	140-150	8,2	0,51	0,1	5,1
I BSA mc	150-160	8,3	0,50	-	-
I Csa, nc	160-170	8,8	0,43	-	-
I Csa, nc	170-180	8,9	0,28	-	-
I Csa, nc	180-190	9,1	0,23	-	-
II [AU] yu	197-203	8,8	0,75	0,13	5,8
II AUB nc	203-210	9,0	0,36	0,09	4,0
II AUB nc	210-220	9,2	0,32	0,06	5,3
II BSA nc	220-230	9,3	0,23	0,04	5,7

Примечание: “-” – не определялось.

В условиях стабилизации дневной поверхности сформировался чернозем глинисто-иллювиальный (почва I), имеющий профиль [AU] lc, yu-BI yu, mc-BSA mc. Предполагается формирование почвы под степной растительностью в относительно сухих и теплых условиях. Схожесть морфоаналитических

характеристик данного чернозема с почвой IX в разрезе Надеино позволяет предположить, что в обсуждаемой гумусово-аккумулятивной толще отражена специфика суббореального и субатлантического педогенеза.

Описываемый чернозем отличается высоким содержанием гумуса при его гуматном составе. Характерна довольно низкая обогащенность гумуса азотом (см. табл. 11, 12). Содержание карбонатов повышено в кровле гумусового горизонта и постепенно снижается книзу с дальнейшим максимумом в ВСА. Подобное распределение не полностью соответствует карбонатному профилю глинисто-иллювиальных черноземов. Объяснению данного несоответствия может способствовать анализ распределения вторичных карбонатов в профиле, который дает немаловажную информацию о ландшафтно-климатических условиях формирования почв [Лебедева, Овечкин, 1975; Овечкин, 1984; Поляков, 1989; Тонконогов и др., 2006; Хохлова, 2008].

В пределах профиля почвы I карбонатные аккумуляции распределены следующим образом: в кровле сформированы мучнистые жилки и псевдомицелий, четко «отбивающие» верхнюю границу гумусового горизонта (рис. 13). Жилки сформированы также на границе горизонтов VI mc и ВСА пс, в интер-

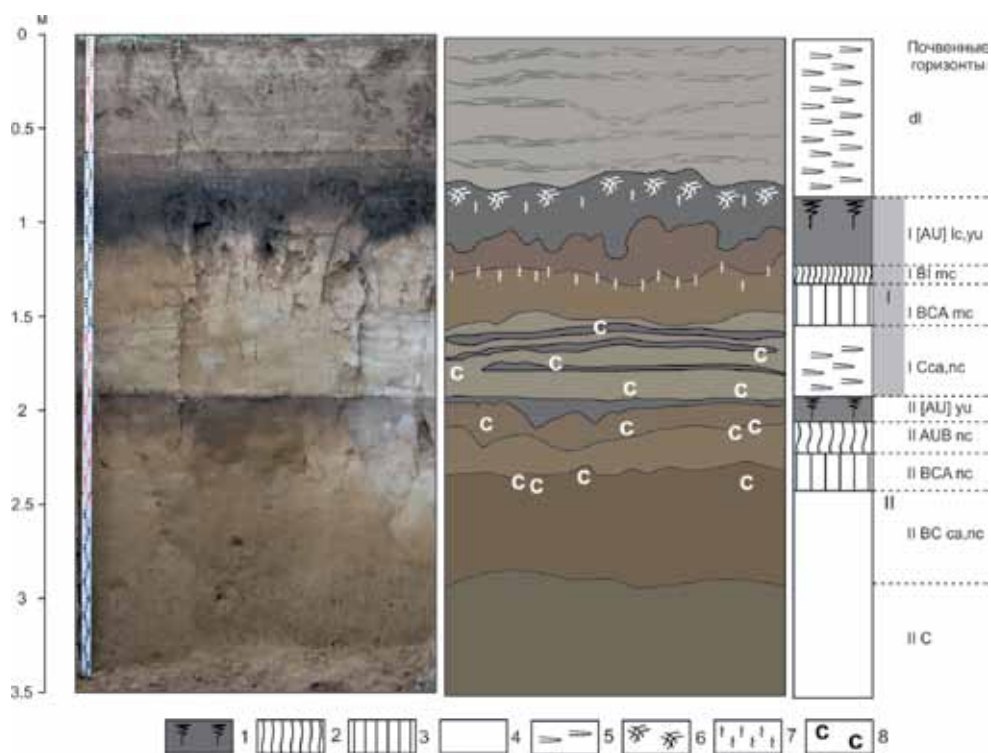


Рис. 13. Характер распределения карбонатных новообразований в разрезе Большой Куналей.

1 - 5 - см. рис. 12; 6 - псевдомицелий; 7 - жилки; 8 - карбонатные пропитки.

вале глубин 125 – 140 см. Перечисленные типы новообразований относятся к миграционным и их проявление в почвенном профиле в сильной степени зависит от её актуального гидротермического и воздушного режимов. Поэтому в данном случае эти карбонатные аккумуляции не могут служить показателем условий почвообразования, т.к. почва перекрыта с поверхности довольно мощным (90 см) слоем делювиальных отложений.

Вероятнее всего новообразования относятся к диагенетическим и сформированы в результате смены режимов функционирования почвы после ее погребения. Четкая приуроченность новообразований к кровле погребенной почвы является одним из оснований для их отнесения к диагенетическим [Хохлова и др., 2000]. Таким образом, пик карбонатов в верхней части гумусового горизонта может быть объяснен диагенетическими процессами, проявившимися после погребения почвы.

В подошве почвы I, а также в средней части профиля почвы II отмечается большое количество довольно крупных (8 – 10 см в диаметре) пропиток. Новообразования имеют четкие границы с вмещающей почвенной массой, отличаются довольно сильной степенью ее пропитывания. Субмикроскопические исследования показали, что аккумуляции сложены преимущественно микроспаритовыми (4 – 50 мкм) таблитчатыми кристаллами кальцита с ровными поверхностями и хорошо выраженными гранями (рис. 14).

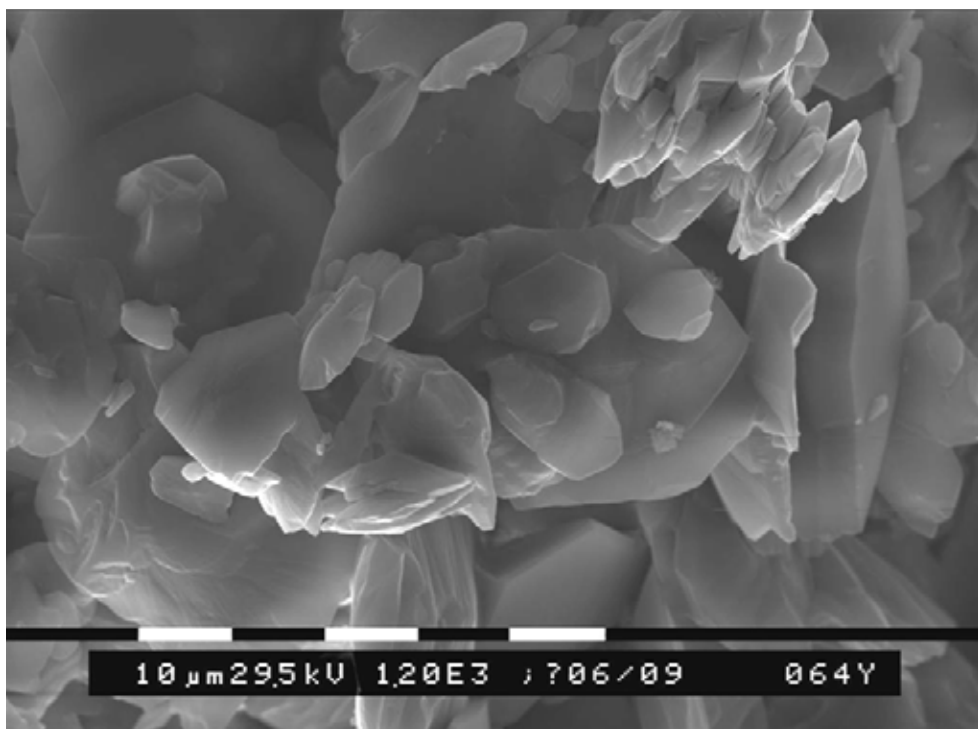


Рис. 14. Субмикростроение карбонатных пропиток в разрезе Большой Куналей.

Подобные размеры и форма кристаллов могут указывать на их относительно быструю кристаллизацию из насыщенных по отношению к карбонатам растворов. Такой характер кристаллизации характерен преимущественно для относительно сухих условий [Kovda et al., 2003], что согласуется со сделанными выше предположениями об условиях формирования почв.

3.1.4. Куйтун

Строение погребенного оврага (рис. 15) изучено в естественном обнажении по левому борту современного глубокого (до 15 м) донного оврага в 3,5 км юго-восточнее с. Надеино (51°29'57 с.ш., 107°39'43 в.д., абс. высота 766 м). Эрозионная форма имеет суффозионно-эрозионный генезис, заложена вкрест современной эрозионной сети (рис. 8), имеет ширину 7 – 8 м, глубину 3,3 м и выполнена лессовидными супесями, разделенными гумусовыми горизонтами погребенных почв.

В разрезе четко выделяются этапы врезания и заполнения эрозионной формы (рис. 16). Первый врез (глубиной 3,3 м) произошел в конце сартанского криохрона (около 13,0 – 12,2 тыс. л.н.).

Днище оврага выстилает слаборазвитая почва с включением углей возрастом 12,1 тыс. л.н. (табл. 13). В течение 12,1 – 9,5 тыс. л.н. отмечался этап заполнения эрозионной формы. В погребенном овраге накопилось более 1,5 м



Рис. 15. Общий вид погребенного оврага (разрез Куйтун).

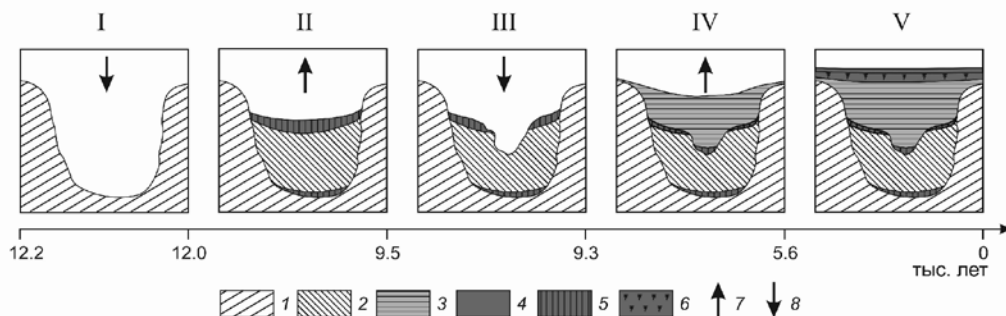


Рис. 16. Этапы развития погребенного оврага (разрез Куйтун).

Этапы: I – врезание (13,0 – 12,1 тыс. л.н.), II – частичное заполнение делювиально-пролювиальными и эоловыми супесями (12,1 – 9,5 тыс. л.н.), III – повторный врез (9,5 – 9,2 тыс. л.н.), IV – частичное заполнение делювиально-пролювиальными гумусированными супесями (9,3 – 5,6 тыс. л.н.), V – полное заполнение оврага, формирование черноземной почвы (5,6 – 2,9 тыс. л.н.), накопление делювиальных супесей (2,9 тыс. л.н. – настоящее время). 1 – лессовидные супеси; 2 – делювиально-пролювиальные и эоловые супеси и легкие суглинки; 3 – делювиально-пролювиальные гумусированные супеси; 4 – современные делювиально-пролювиальные гумусированные отложения; 5 – гумусовые горизонты; 6 – профиль черноземной почвы; 7 – этапы врезания; 8 – этапы заполнения.

обвално-осыпных, делювиально-пролювиальных и эоловых отложений. Примерно 9,5 – 9,3 тыс. л.н. в овраге произошел второй врез глубиной 1,7 м (см. рис. 16). Днище вторичного оврага выстилает маломощная погребенная почва с углями возрастом 9,2 тыс. л.н. (ЛУ-6789). В течение 9,2 – 5,6 тыс. л.н. шло заполнение оврага обвално-осыпными, делювиально-пролювиальными и делювиальными отложениями. На них сформировалась почва, гумусовый горизонт которой имеет возраст 5,6 – 2,9 тыс. л.н.

Таблица 13
Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв и отложений разреза Куйтун

Стратиграфическое положение датированного материала	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л. н.	Календарный возраст, кал. л. н.
Кровля гумусового горизонта	20-25	ЛУ-7202	2930±70	3100±110
Подошва гумусового горизонта	40-45	ЛУ-7201	5600±100	6410±100
Гумусированные отложения, выстилающие молодой эрозионный врез	164-174	ЛУ-6789	9250±80	10430±110
Гумусированные отложения, выстилающие древний эрозионный врез	323-330	ЛУ-6815	12120±100	14140±210

3.1.5. Студеный Ключ

Строение погребенной эрозионной формы (рис. 17) вскрыто по левому борту современной пади, выходящей к р. Студеный Ключ в 3,5 км к юго-западу от с. Надеино (51°31' с.ш., 107°37' в.д., абс. высота 662 м). Общая мощность вскрытых отложений составила 4 м.

Нижняя часть разреза (140 – 400 см) сложена слоистыми делювиальными супесями, залегающими на делювиально-пролювиальных ожезненных песках и перекрытых золово-делювиальными карбонатными отложениями (140 – 265 см) (см. рис. 17). Для делювиально-пролювиальных песков (385 – 400 см) характерны обильные охристые пропитки, встречаются линзы дресвы с крупнопесчаным заполнителем, мощность до 5 см. Слоистость делювиальных супесей (265 – 385 см) подчеркивается чередованием тонких (до 2 см) слоев песчаного и суглинистого материала, контакт слоев часто маркиру-

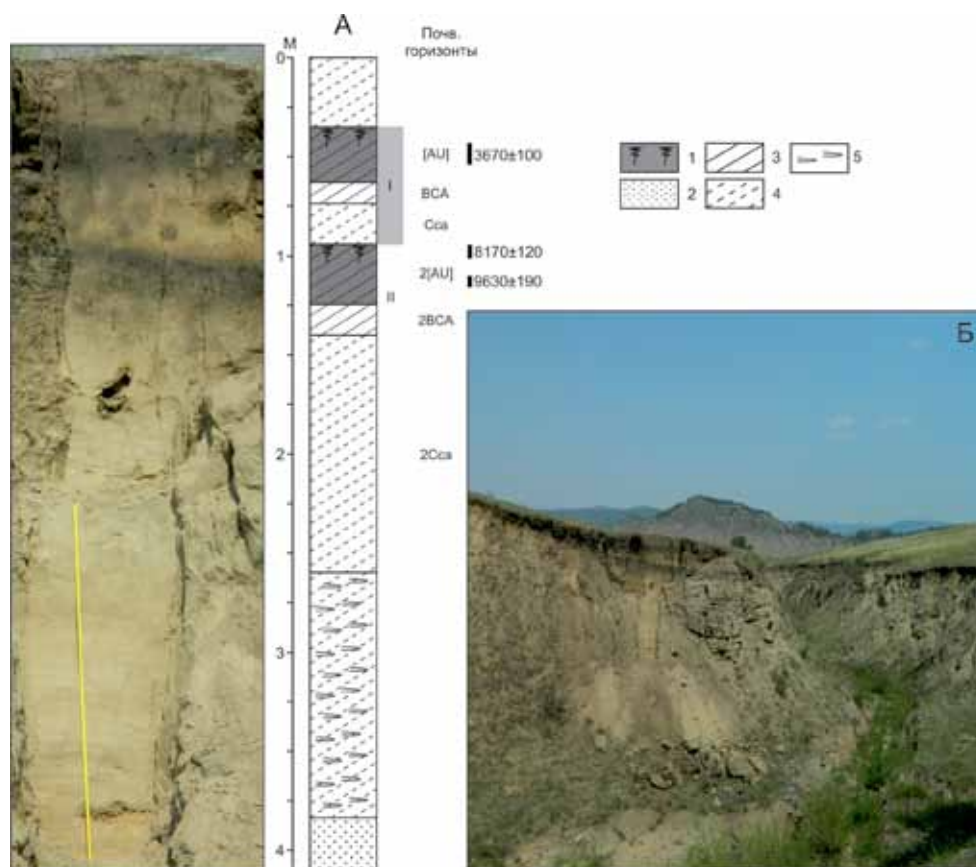


Рис. 17. Строение разреза Студеный Ключ (а) и общий вид погребенной эрозионной формы (б).

1 – гумусовые горизонты погребенных почв; 2 – пески; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – слоистость отложений.

ется окарбоначенностью. В олово-делювиальных отложениях, залегающих на глубине 140 – 265 см, слоистость отсутствует, отмечается белесая окраска и хорошо выраженные карбонатные налеты по ходам корней. Накопление описанных отложений происходило > 9,8 тыс. кал. л.н., о чем свидетельствует радиоуглеродная дата, полученная из подошвы почвы II (см. рис. 17, табл. 14).

Этапы стабилизации эрозионной формы фиксируются по двум почвам, погребенным в пределах разреза. Они характеризуются профилями [AU] – ВСА – Сса и относятся к типу черноземов. Гумусовые горизонты описываемых почв по языковатым границам постепенно переходят к подстилающим отложениям, в пределах которых видны довольно крупные кротовины, свидетельствующие о степном характере педогенеза. Срединные горизонты (ВСА) почв, судя по белесой окраске, содержат наибольшее количество карбонатов. Почва I с поверхности перекрыта гумусированными супесями (агроделюви-ем), ее гумусовый горизонт также незначительно нарушен ходами землероев.

Таблица 14

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Студеный Ключ

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ¹⁴ C л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
I [AU]	45-55	ЛУ-7645	3400±70	3670±100
II 2 [AU]	94-100	ЛУ-7646	7340±110	8170±120
	110-115	ЛУ-7647	8570±150	9630±190

Судя по полученным радиоуглеродным датам (см. табл. 14) период стабилизации рельефообразующих процессов и формирования почвы I начался во второй половине суббореала и охватывал временной промежуток ~ 4,0 – 1,0 тыс. кал. л.н. Хронологически данная почва хорошо коррелируется с субатлантико-суббореальными почвами в разрезах Надеино, Нижняя Буланка, Большой Куналей, Куйтун. Почва II формировалась 9,8 – 7,9 тыс. кал. л.н. В начале (9,8 – 8,8 тыс. кал. л.н.) данный этап снижения интенсивности экзогенных процессов нашел свое отражение только в разрезе Студеный Ключ, однако в дальнейшем (8,8 – 7,9 тыс. кал. л.н.) отчетливо проявился и в разрезах Надеино и Нижняя Буланка.

Выявленная синхронность этапов почвообразования ясно свидетельствует о региональных климатических изменениях, довольно отчетливо проявившихся на исследуемой территории и приведших к попеременной активизации педогенеза и экзогенных процессов. Некоторая асинхронность, может быть связана с локальными причинами, а именно, различиями в режимах функционирования эрозионно-аккумулятивных форм рельефа.

3.1.6. Тарбагатайка

Разрез заложен по левому борту долины р. Тарбагатайки в 1,5 км южнее пос. Тарбагатай (51°27' с.ш., 107°22' в.д., абс. высота 585 м). В нем изучено строение I (6 – 8 м) надпойменной террасы реки (рис. 18). Общая мощность вскрытых отложений составила 5,2 м. Ниже приводим описание разреза (табл. 15).

Таблица 15

Основные морфологические характеристики почв и отложений разреза Тарбагатайка

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
	I dl-pr	0-60	Песок мелкозернистый, цвет (в сухом состоянии) - светло-коричневый (10 YR 6/3 - в кровле, 10 YR 6/4 - в подошве), структура слабая мелкокомковато-порошистая в кровле (0 - 20 см), бесструктурный в подошве, рыхлый, обильные включения углей (до 1 см), неразложившейся хвои, в подошве - включения дресвы местных пород (до 5 % от объема образца) и щебня (единично), не вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	II [AY]	60-73	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, обильные включения корней, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход ясный по сложению;
	II C	73-84	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, уплотнен, редкие включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница ровная переход резкий по цвету и сложению;
	III [AU]	84-102	Средний суглинок, темно-серый (10 YR 3/1), структура прочная средне-мелкокомковатая, уплотнен, включения корней, нижняя часть горизонта маркируется обильными CaCO ₃ -налетами по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету и сложению;
	III AB	102-110	Супесь, коричневато-серая (10 YR 4/1), структура слабая мелкокомковатая, рыхлый, CaCO ₃ -налеты по ходам корней, мелкие (до 7 см) кроговины, заполненные гумусированным материалом вышележащего горизонта, очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход постепенный по цвету;
	III C	110-127	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкопризматическая, уплотнен, слабовыраженные CaCO ₃ -налеты на педях, инкрустации по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	IV [AU]	127-136	Средний суглинок, коричневато-серый (10 YR 4/1), структура прочная средне-мелкокомковатая, уплотнен, обильные включения корней, CaCO ₃ -инкрустации по ходам корней, единично - раковины моллюсков, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, фрагментарно в нижней части отмечается маломощный переходный горизонт, переход ясный по цвету и сложению;
	IV Cca	136-149	Тяжелый суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, плотный, обильные макропоры, хорошо выраженные CaCO ₃ -налеты на педях, очень сильное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
	V [AU]	149-158	Средний суглинок, темно-серый (10 YR 3/1), структура прочная мелкокомковатая, уплотнен, встречаются карбонатные инкрустации по ходам корней, в кровле горизонта залегают линзы песчаного материала, слабое вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход заметный по цвету и сложению;
	V AUB	158-160	Супесь, коричневатая-серая (10 YR 4/1), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, не вскипает от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету и сложению;
	V Cca	160-165	Средний суглинок, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура умеренная ореховато-мелкопризматическая, уплотнен, обильные CaCO ₃ -налеты на гранях структурных отделистостей, редкие включения корней, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	VI [AU]	165-171	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, уплотнен, обильные CaCO ₃ -инкрустации по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	VI Cca	171-193	Легкий суглинок, коричневатого-серый (10 YR 4/1), структура прочная средне-мелкопризматическая, плотный, обильные карбонатные жилки и инкрустации по ходам корней, присутствуют линзы гумусированного материала, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	VI al	193-204	Песок средне-мелкозернистый, светлый желтовато-коричневый (10 YR 6/4), бесструктурный, рыхлый, обильные углистые включения (до 7 мм), не вскипает от HCl, граница слабоволнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	VII [1AU]	204-206	Супесь, светло-серая с белесым оттенком (10 YR 6/2), структура умеренная мелкопризматическая, уплотнен, обильные хорошо выраженные карбонатные налеты на гранях структурных отделистостей, реже – жилки, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	VII [2AU]	206-210	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная мелкокомковатая, несколько уплотнен, CaCO ₃ -инкрустации по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
	VII C	210-213	Легкий суглинок, коричневатого-серый (10 YR 4/1), структура умеренная мелкопризматическая, уплотнен, CaCO ₃ -инкрустации по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	VIII [AU]	213-222	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, плотный, присутствуют линзы песчаного материала, сильное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
II	VIII C	222-236	Песок мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, рыхлый, присутствуют охристые пятна и примазки гидроксидов Fe, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	IX [1AU]	236-246	В основной массе – легкий суглинок, кровля (236 – 240 см) – супесь, светлый коричневато-серый (10 YR 6/2), структура прочная средне-мелкопризматическая, в кровле – умеренная мелкопризматическая, плотный, обильные хорошо выраженные CaCO ₃ -налеты и выпоты на гранях пеллов, очень сильное вскипание от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету;
	IX [2AU]	246-255	Легкий суглинок, коричневато-серый (10 YR 4/1), структура прочная мелкокомковато-мелкопризматическая, плотный, обильные макропоры, CaCO ₃ -налеты на гранях пеллов, присутствуют линзы песчаного материала, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	IX C	255-258	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, единичные включения раковин моллюсков, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	X [AU]	258-273	Средний суглинок, темно-серый (10 YR 3/1), структура прочная средне-мелкокомковатая, уплотнен, карбонатные выщелы в кровле, присутствуют линзы песчаного материала, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	X C	273-276	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, мелкие углистые включения, встречаются налеты CaCO ₃ , слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XI [1AU]	276-280	Средний суглинок, светлый коричневато-серый (10 YR 6/2), структура прочная средне-мелкопризматическая, плотный, обильные CaCO ₃ -налеты на гранях структурных отделиностей и жилки по ходам корней, очень сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XI [2AU]	280-283	Тяжелый суглинок, темно-серый (10 YR 3/1), структура прочная ореховато-мелкокомковатая, плотный, слабо выраженные CaCO ₃ -налеты, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
	XI C	283-286	Средний суглинок, коричневато-серый (10 YR 4/1), структура прочная мелкопризматическая, уплотнен, слабо выраженные CaCO ₃ -налеты и инкрустации по ходам корней, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XII [AU]	286-293	Тяжелый суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная средне-мелкокомковатая, плотный, обильные CaCO ₃ -налеты, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету и сложению;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
	XII C	293-295	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкопризматическая, рыхлый, обильные мелкие (до 2 мм) углистые включения, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	XIII [AY]	295-303	Супесь, темно-серая (10 YR 3/1), структура прочная мелкокомковатая, уплотнен, содержит гнезда песчаного материала, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход заметный по цвету;
	XIII C	303-311	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкопризматическая, насколько уплотнен, встречаются углистые включения (до 7 мм), очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
	XIV [AY]	311-315	Супесь, коричнево-серая (10 YR 4/1), структура слабая мелкокомковатая, рыхлый, обильные мелкие (до 2 мм) углистые включения, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
	XIV C	315-321	Песок мелкозернистый, коричневый (10 YR 5/3), бесструктурный, рыхлый, единичные включения дресвы, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
	XV [AY]	321-330	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура слабая мелкокомковатая, рыхлый, очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход заметный по цвету;
	XV C	330-333	Песок средне-мелкозернистый, коричневый (10 YR 5/3), бесструктурный, рыхлый, не вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	XVI [AY]	333-348	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая, плотный, в средней части присутствуют песчаные линзы, не вскипает от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету и сложению;
	XVI C	348-353	Песок мелкозернистый, коричневый (10 YR 5/3), структура слабая мелкопризматически-рошистая, рыхлый, обильные углистые включения (до 1,5 см), очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
	XVII [AY]	353-364	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкопризматическая, насколько уплотнен, встречаются углистые включения (до 4 мм), очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету;

Пачка	Горизонт	Глубина, см	Описание
III	XVII С	364-398	Супесь, в подошве (390 - 398 см) - средний суглинок, коричневатый (10 YR 5/3), встречаются линзы гумусированного материала, в подошве окраска с белесым оттенком, структура слабая мелкопризматическая, в подошве - прочная средне-мелкозерховатая, уплотнен, частые углистые включения в кровле и средней части, обильные карбонатные вышоты на поверхности структурных отдельностей в подошве, сильное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
	XVIII [AU]	398-410	Средний суглинок, очень темный серый (10 YR 3/1), структура прочная средне-мелкопризматическая, плотный, единичные включения дресвы, редкие CaCO ₃ -жилки, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход постепенный по цвету;
	XVIII С	410-434	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная средне-мелкопризматическая, несколько уплотнен, хорошо выраженные обильные карбонатные инкрустации и жилки по ходам корней в кровле, в подошве - включения дресвы (до 5 % от образца), слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету;
	XIX [AU]	434-443	Супесь, коричневатого-серая (10 YR 4/1), структура умеренная мелкопризматически-мелкокомковатая, уплотнен, карбонатные инкрустации и жилки по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход постепенный по цвету и сложению;
	XIX С	443-458	Песок средне-мелкозернистый, коричневатый (10 YR 5/3), слабая комковато-порошистая, уплотнен, не вскипает от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету;
	XX [AU]	458-471	Супесь, коричневатого-серая (10 YR 5/1), структура слабая мелкокомковатая, уплотнен, не вскипает от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету и сложению;
IV	XX С	471-487	Песок средне-мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
	XXI [AU]	487-502	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкокомковато-мелкопризматическая, плотный, единичные включения дресвы, не вскипает от HCl, граница слабо-волнистая, переход ясный по цвету и сложению;
	XXI С	502-517	Песок средне-мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, включения дресвы местных пород (граниты) (до 10 % от объема), единично - щебень, не вскипает от HCl.



Рис. 18. Общий вид почвенно-литологической толщи, вскрытой разрезом Тарбагатайка. На первом плане уровень высокой поймы.

Судя по полученным радиоуглеродным датам (табл. 16) процесс формирования исследуемой почвенно-седиментационной серии начался со второй половины атлантического периода (~ 6,7 тыс. кал. л.н.).

Таблица 16
Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Тарбагатайка

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
II [AY]	60-70	ЛУ-7632	1190±90	1120±100
III [AU]	85-98	ЛУ-7633	1890±70	1830±80
V [AU]	149-158	ЛУ-7634	2940±100	3110±140
VIII [AU]	213-222	ЛУ-7635	3350±50	3590±70
X [AU]	258-273	ЛУ-7638	4340±70	4950±90*
XV [AY]	319-330	ЛУ-7639	4090±80	4630±140*
XVIII [AU]	399-406	ЛУ-7641	3680±80	4030±110*
XIX [AY]	433-440	ЛУ-7642	4160±130	4680±160
XX [AY]	460-468	ЛУ-7643	4900±140	5660±170
XXI [AY]	488-500	ЛУ-7644	5860±110	6680±140

Примечание: * - инверсия дат.

На основании анализа строения, физико-химических свойств отложений и почв, а также абсолютного возраста последних толща разреза Тарбагатайка условно разделена на 4 пачки. Отложения нижних пачек (IV, III, II) отражают особенности осадконакопления и почвообразования в пойменных условиях. Почвы и седименты верхней (I) пачки (193 – 0 см) отражают этап перехода поймы в первую террасу.

Нижняя пачка (IV) залегает в интервале глубин 517 – 458 см и сложена песками и супесями, в составе которых значительное участие принимают фракции крупного и среднего песка (1 – 0,25 мм), отмечаются немногочисленные включения дресвы и щебня.

В пределах пачки сформировано две почвы (XX и XXI) (рис. 19), которые не имеют срединных горизонтов и состоят из хорошо выраженного серогумусового горизонта АУ, подстилаемого аллювиальными песками. Карбонаты от-

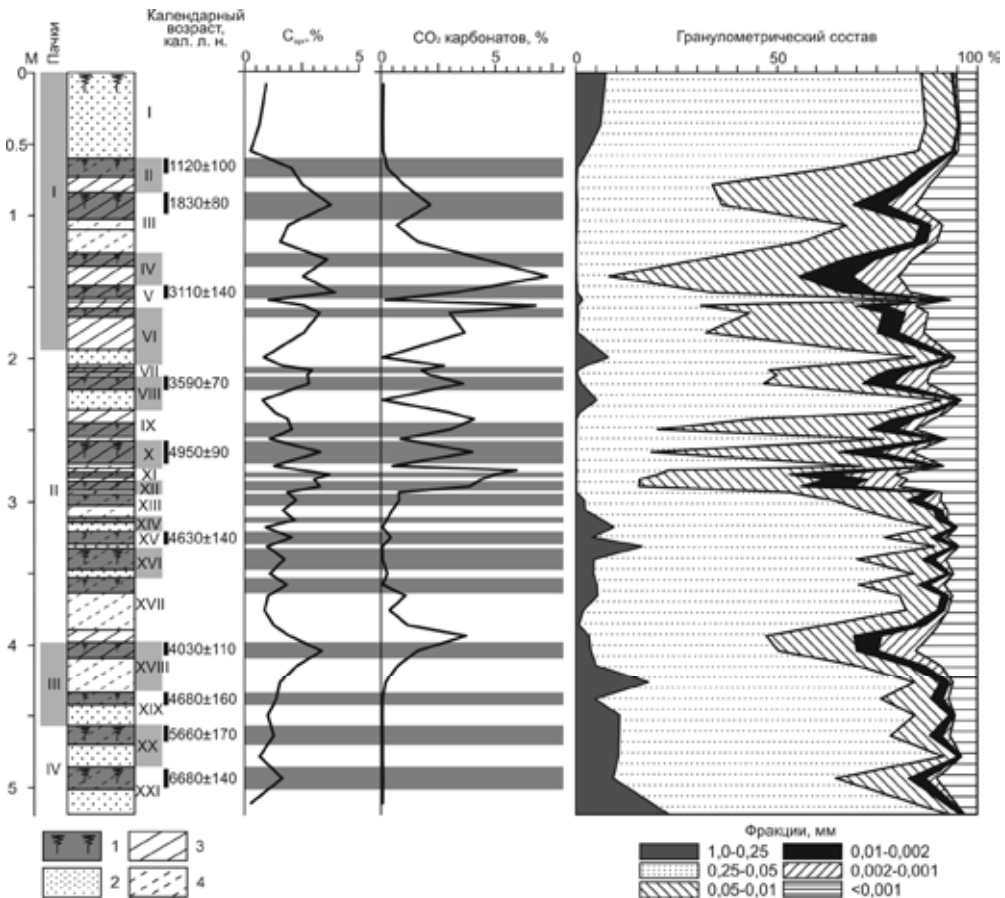


Рис. 19. Строение, физико-химические свойства и абсолютный возраст почв и отложений разреза Тарбагатайка.

Усл. обозн. – см. рис. 17.

существуют. Почвы характеризуются относительно низким содержанием органического углерода (1,3 – 1,6 %). Тип гумуса – фульватно-гуматный (табл. 17). На основании сказанного мы рассматриваем их как серогумусовые. Формирование почв и отложения происходило в финале атлантического периода и охватывало временной промежуток от > 6,8 до 5,6 тыс. кал. л.н.

Перечисленные особенности почв дают основание полагать, что их формирование на протяжении относительно длительных временных промежутков проходило в условиях стабильной дневной поверхности. Преобладание гуминовых кислот предполагает формирование органического вещества при поступлении остатков травянистой растительности в относительно сухих и достаточно теплых условиях. Фазы педогенеза лишь дважды на протяжении ~ 1,2 тыс. л. прерывались этапами накопления аллювиальных средне-мелкозернистых песков с включениями дресвы и щебня. Это может свидетельствовать о большой мощности паводков в финале атлантического периода, что также было зафиксировано Г.А. Воробьевой [2010, с. 92] при изучении пойменных отложений р. Белой. Большая мощность паводков на р. Днепр в период 8 – 3 тыс. кал. л.н. зафиксирована А.В. Паниным с соавторами [Panin et al., 2014]. При этом погребенные пойменные почвы были сформированы 6,5 – 5,5 тыс. кал. л.н. [Kalicki, Sanko, 1992, 1998], что хорошо согласуется с выявленной нами хронологией почвообразования в бассейне р. Тарбагатайки.

Таблица 17

Групповой состав гумуса почв разреза Тарбагатайка

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
II [AY]	60-73	0,47/22,5	0,21/10,0	2,24	1,41/67,5
III [AU]	84-102	0,94/24,8	0,38/10,0	2,47	2,47/65,2
V [AU]	149-158	0,97/24,7	0,38/9,7	2,55	2,68/68,2
VIII [AU]	213-222	0,75/26,0	0,38/13,2	1,97	1,85/64,2
X [AU]	258-273	0,9/26,9	0,45/13,4	2,00	2,0/59,7
XII [AU]	286-293	1,01/30,8	0,45/13,7	2,24	1,82/55,5
XIII [AU]	295-303	0,78/35,0	0,39/17,5	2,00	1,06/47,5
XV [AY]	321-330	0,73/35,4	0,36/17,5	2,03	0,97/47,1
XVIII [AU]	398-410	1,0/29,8	0,42/12,6	2,38	1,93/57,6
XXI [AY]	487-502	0,51/31,1	0,26/15,8	1,96	0,87/53,0

В то же время, подобный характер паводков не говорит о высокой водности рек. Обратно, в строении нижней пачки нашли отражение лишь самые крупные паводки, в то время как остальные были либо очень малы, либо не проявлялись. Это может являться свидетельством низкой водности реки на временном промежутке 6,8 – 5,6 тыс. кал. л.н., что в свою очередь может быть связано с сухостью климата.

Снижение среднегодовой суммы осадков и повышение температур в финале атлантического периода нашло отражение в палинологической записи

из донных отложений оз. Арахлей (Центральное Забайкалье) [Решетова и др., 2013], оз. Байкал [Kataoka et al., 2003; Tarasov et al., 2007; Demske et al., 2005], отложениях рек Юго-Восточного Забайкалья [Базарова и др., 2008]. Этап активизации денудационно-аккумулятивных процессов, обусловленный аридизацией климата на границе атлантического и суббореального периодов четко отражается и в изученных нами разрезах Надеино и Нижняя Буланка.

Третью (III) пачку (458 – 398 см) слагают пески и супеси с единичными включениями дресвы (см. рис. 19). Они довольно однородны по цвету, что обусловлено их прокраской гумусом и фиксируется не только морфологически, но и аналитически (повышенное содержание гумуса, довольно равномерно распределенного в пределах пачки). По нашему мнению, аккумуляция этих отложений происходила в результате размыва и смыва гумусовых горизонтов почв на водосборном бассейне и поступления наносов с верховьев реки. Это может свидетельствовать о повышенной интенсивности эрозионных процессов 4,5 – 5,5 тыс. кал. л.н., что, вероятно, связано с довольно резким похолоданием, зафиксированным в это время в разных регионах Евразии [Michelutti et al., 2006; Velichko et al., 1997], в том числе и в Байкальском регионе [Данько, 2009; Безрукова и др., 2006; Karabanov et al., 2000]. Активизация денудационно-аккумулятивных процессов на данном временном промежутке нашла отражение практически во всех исследуемых нами разрезах.

В пределах пачки выделяется две почвы (XVIII и XIX), из которых более развита вышележащая (XVIII). Ее гумусовый горизонт утяжелен по гранулометрическому составу, представлен средним суглинком. Он имеет прочную структуру и постепенно переходит в подстилающие отложения (табл. 15). Отмечается высокое содержание гумуса гуматного состава (см. табл. 17) и повышенное содержание карбонатов (см. рис. 19). Почва фиксирует временное снижение интенсивности экзогенных процессов, однако, по нашему мнению, ее возраст омоложен. Ближайшая к ней почва без инверсии полученной даты (VIII) имеет возраст 3,6 тыс. кал. л.н., таким образом максимальный временной промежуток, прошедший между формированием почв XVIII и VIII составляет ~ 400 лет. При этом их разделяет практически 2 метра полигенетичных отложений, вмещающих многочисленные погребенные почвы. Формирование этой пачки отложений за такое короткое время маловероятно.

Вторая (II) пачка (398 – 193 см) сложена чередованием тонких слоев песков, супесей и суглинков по резким и волнистым границам сменяющих друг друга в вертикальном профиле разреза. Характерна очень высокая литологическая и физико-химическая неоднородность отложений (см. рис. 19). Пики содержания органического углерода приурочены к гумусовым горизонтам погребенных почв. Содержание карбонатов заметно возрастает в верхней части пачки (293 – 193 см). Здесь же возрастает содержание фракций пыли в отложениях, что может фиксировать этап аридизации климата во второй половине суббореального периода (~ 3,4 – 4,0 тыс. кал. л.н.). В пределах пачки выделяется 11 погребенных почв, на основании морфоаналитических свойств (см. табл. 15) относимых к типу темногумусовых. Малая мощность почв гово-

рит о незначительной продолжительности их формирования из-за периодического перекрытия поступающими осадками. Обращают на себя внимание инверсии дат, выявленные при датировании почв XV и X.

Начало аккумуляции отложений второй (II) пачки приходится на временной промежуток 4,5 – 4,4 тыс. кал. л.н. и совпадает с этапом активизации эрозионных процессов, фиксирующемуся по погребенной эрозионной форме в пределах исследуемого разреза (рис. 20).

В дальнейшем произошло быстрое (~ 50 лет) ее заполнением белесыми эолово-делювиальными песками и супесями. В описываемых отложениях резко возрастает содержание карбонатов и повышается их пылеватость (см. рис. 19), что может фиксировать активизацию эоловых процессов и относительно засушливые условия. Затем начался этап активного пойменного осадконакопления, длившийся до 3,4 – 3,5 тыс. кал. л.н. В течение указанного времени происходило интенсивное прерывистое поступление преимущественно аллювиальных отложений, перекрывавших маломощные, формировавшиеся на протяжении коротких временных промежутков почвы.

Интенсивное формирование описываемой толщи отложений может быть связано со следующими факторами:

1) Климатически обусловленными изменениями паводкового режима. Как отмечалось выше, наиболее активный этап формирования поймы начался 4,5 – 4,4 тыс. кал. л.н. и совпал с фазой похолодания. В данном случае усиление седиментации может быть объяснено рядом причин, на которые



Рис. 20. Погребенная эрозионная форма (справа) в нижней части разреза Тарбагатайка.

ранее указывал также А.Л. Александровский [2004]: снижение мощности проективного покрытия растительности и испаряемости, увеличение длительности холодного сезона года, объема накопленных зимних осадков, рост уровня весенних паводков. В период снеготаяния сказывается глубокое промерзание почвы, препятствующее внутрипочвенному стоку талых вод, что вызывает усиление поверхностного стока. В сочетании с уменьшением плотности растительного покрова это способствует усилению эрозии на водосборе, увеличению объема смываго мелкозема, поступающего в реки.

2) Процессами миграции реки по долине. Первичное накопление аллювия происходит вдоль русла и приурочено к действующему поясу меандр. В результате накопления больших толщ аллювия русло поднимается над окружающей поверхностью, происходит прорыв берегового вала и заложение русла на относительно пониженном участке, где ранее проходило почвообразование. Как результат на данном участке существенно возрастает скорость осадконакопления, образуется большое количество синседиментационных почв [Александровский, 2004]. В пользу данного варианта свидетельствует тот факт, что исследуемый террасовый уровень не прослеживается на больших расстояниях долины и часто выклинивается.

3) Повышением базиса эрозии, вызывающим трансгрессивную аккумуляцию в русле и на пойме реки.

Отложения верхней (I) пачки (193 – 0 см) представлены эолово-делювиальными суглинками и супесями, накопление которых отражает этап перехода поймы в первую террасу, датируемый 3,4 тыс. кал. л.н (см. рис. 19). Наиболее вероятно, что смена пойменного режима осадконакопления на субаэральный была связана с врезанием реки на 1 – 2 м. В пользу этого свидетельствует наличие на противоположном от разреза берегу р. Тарбагатайки уровня высокой поймы высотой 3 – 4 м, отделенной от террасы 1,5 – 2 м.

В результате врезания реки возросла дренируемость отложений и почв, снизилась интенсивность седиментации, увеличилось время почвообразования. Для почв, сформированных в пределах пачки, отмечаются большая мощность профилей, максимальные в разрезе содержания органического вещества. В отложениях заметно возрастает количество карбонатов, которые, судя по характеру их распределения, не выщелачивались во время почвообразования. Это свидетельствует об относительно засушливых условиях в финале суббореала и субатлантике. При этом, наибольшая аридизация приходится на финал суббореала, что фиксируется по максимальному накоплению карбонатов в эоловых отложениях на глубине 136 – 165 см. Кровлю разреза (0 – 60 см) слагают делювиально-пролювиальные супеси, возрастом < 1 тыс. лет.

Приведенные результаты хорошо согласуются с данными, полученными нами при изучении других разрезов на исследуемой территории, а также с общим ходом региональных климатических изменений [Базарова и др., 2008; Данько, 2009; Воробьева, 2010; Безрукова и др., 2011; Решетова и др., 2013; Wang, Feng, 2013].

3.2. Селенга-Хилокский геоморфологический район

3.2.1. Номохоново-I

Разрез Номохоново-I заложен на конусе выноса пади Барун-Хундуй, находящейся по правому борту долины р. Селенги у подножья северо-западного склона Боргойского хребта в 2,5 км к западу от с. Енхор (рис. 21, 22). Исследуемая территория относится к Селенга-Хилокскому геоморфологическому району. Исключительно широкое распространение здесь имеют древние и современные эоловые формы рельефа [Нагорья..., 1974], что указывает на сухость климата данной территории в течение длительного времени.

В таких условиях ландшафты очень восприимчивы к изменению климатических параметров, в особенности увлажненности, поэтому активизация почвообразования служит надежным индикатором повышения влагообеспеченности.

Современные климатические условия территории довольно засушливы. Годовая сумма осадков составляет 210 – 230 мм. Климат характеризуется как резко континентальный, со среднегодовой температурой воздуха от 1,0 до -2,0°C. Средняя температура июля 18 – 19°C, января – от -22,0 до -24,0°C [Копосов, Григорьева, 1978]. Климатические условия обусловили господство здесь степей резко выраженного ксероморфного облика, которые внедряются далеко вверх по склонам хребтов [Рещиков, 1961].

В геологическом строении территории исследования принимают участие пирокластические породы, переслаивающиеся с эффузивами боргойской свиты, прорываемые многочисленными гранитными интрузиями [Сагалуев, 1962; Базаров, 1968]. Четвертичные делювиально-пролювиальные отложения залегают на склонах, выполняют борта долин, образуют подгорные шлейфы и конусы выноса эрозионных форм. Аллювиальные отложения слагают поймы и террасы и приурочены к долинам рек [Сагалуев, 1962; Базаров, 1968].

Толща разреза Номохоново-I (рис. 23) сложена продуктами линейного и плоскостного смыва. Значительное участие в его строении принимают эоловые окарбоначенные супеси. Отложения в разной степени проработаны почвообразованием, выделено девять погребенных почв. Подобный характер строения толщи свидетельствует о неоднократной активизации денудационно-аккумулятивных процессов, периодически прерываемых фазами педогенеза. В нижней части исследуемого конуса выноса вскрыты аллювиальные отложения, слагающие одну из террас р. Селенги. Сверху вниз выделяются следующие горизонты (табл. 18).

Радиоуглеродное датирование почв, погребенных в толще осадков, слагающих исследуемый конус выноса, показало, что его аккумуляция происходила как минимум на протяжении голоцена (табл. 19).

Хотя нижняя из представленных в разрезе почв (VIII) не была датирована, есть основания предполагать, что её формирование происходило в позднеледниковье. На это указывает прежде всего то, что ближайшая к ней почва VI датирована концом бореального периода (8,8 – 9,2 тыс. кал. л.н.). При этом

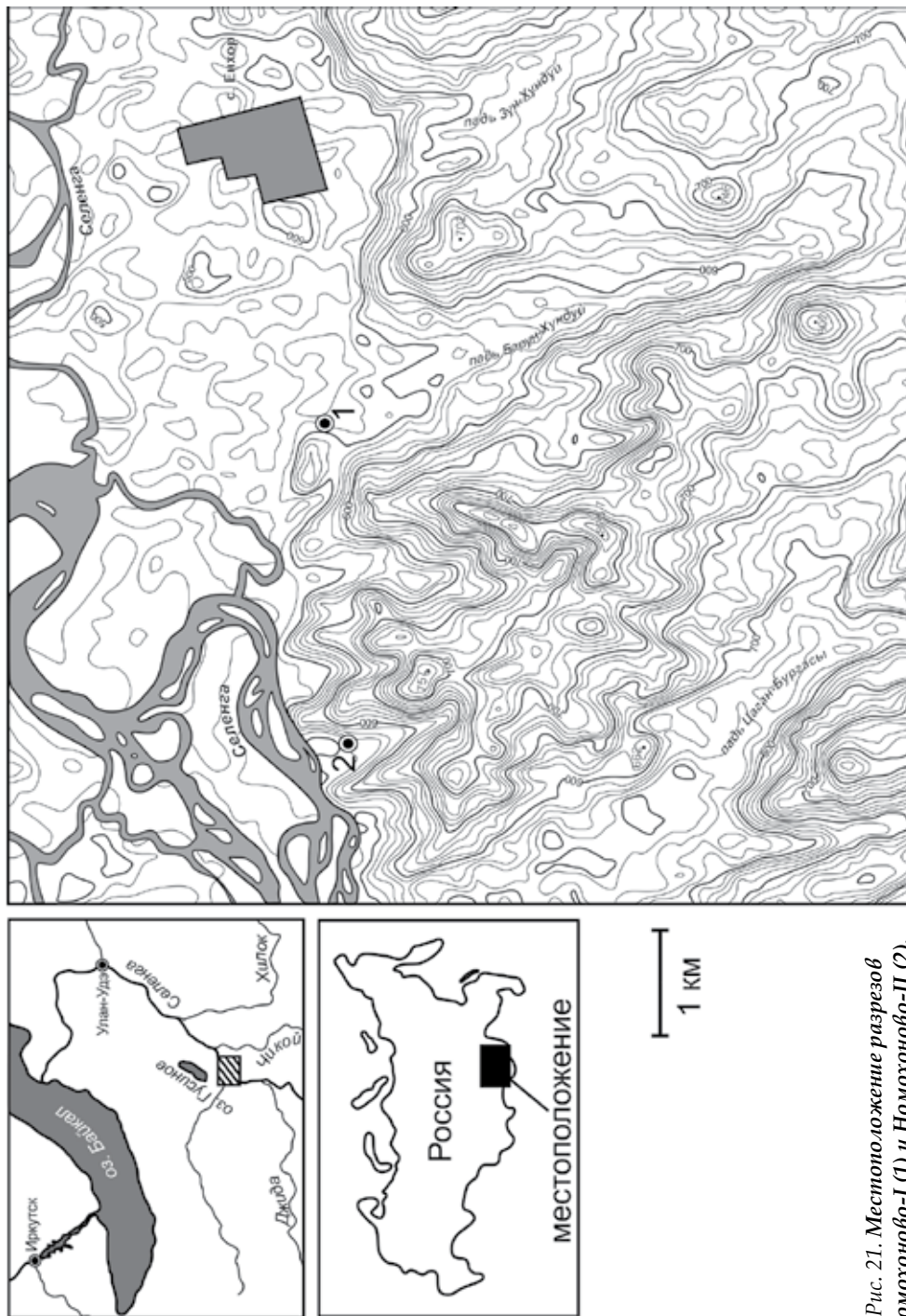


Рис. 21. Местоположение разрезов Номохоново-I (1) и Номохоново-II (2).

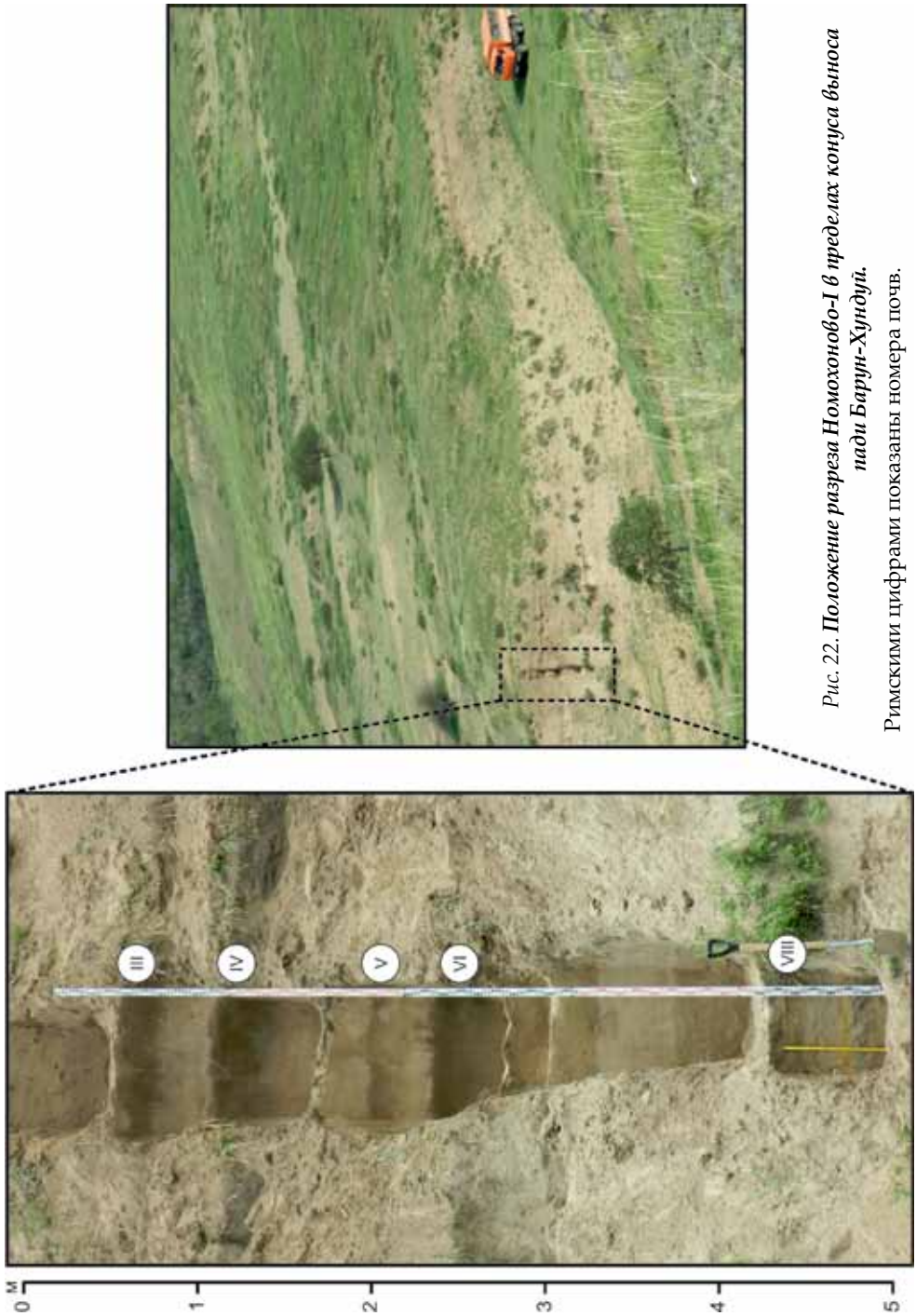


Рис. 22. Положение разреза Номохоново-1 в пределах конуса выноса
пади Барун-Хундуй.
Римскими цифрами показаны номера почв.

Таблица 18

**Основные морфологические характеристики почв и отложений разреза
Номохоново-I**

Горизонт	Глубина, см	Описание
I dl-pr	0-49	Песок средне-мелкозернистый, цвет (в сухом состоянии) – палево-коричневый (10 YR 6/3), в кровле с примесью крупного песка, бесструктурный, рыхлый, включения корней, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
II [AJ]	49-60	Песок мелкозернистый, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), слабая мелкокомковатая, рыхлый, обильные включения корней, не вскипает от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету;
II C	60-75	Песок мелкозернистый, серовато-коричневый (10 YR 5/2), бесструктурный, рыхлый, включения корней, не вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
III [RJ]	75-107	Песок мелкозернистый, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), крупнопылеватый, структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, редкие карбонатные инкрустации по ходам корней, очень слабо вскипает от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету;
III B	107-117	Песок мелкозернистый, коричневый (10 YR 5/3), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, не вскипает от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету;
III C	117-135	Песок мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), бесструктурный, слабое вкипание от HCl, граница слабоволнистая, переход резкий по цвету и сложению;
IV [AJ]	135-165	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная мелкокомковатая в кровле, слабая мелкокомковато-порошистая - в подошве, рыхлый, редкие включения корней, слабовыраженные налеты CaCO ₃ на гранях педов, инкрустации по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход заметный по цвету и сложению;
IV BМК	165-170	Песок средне-мелкозернистый, коричневый (10 YR 5/3), слабая ореховато-мелкопризматическая, рыхлый, очень слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход ясный по цвету;
IV C	170-239	Песок мелкозернистый с прослоями средне-мелкозернистых песков в кровле и подошве, светлый желтовато-коричневый (10 YR 6/4), бесструктурный, рыхлый, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;
V [AJ]	239-250	Песок (к супеси), светлый коричневатый-серый (10 YR 6/2), структура слабая мелкопризматически-порошистая, рыхлый, очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
V C	250-270	Песок мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), структура слабая мелкопризматическая в кровле, бесструктурный в подошве, рыхлый, присутствуют мелкие (до 7 см) кротовины, заполненные гумусированным материалом вышележащего горизонта, слабое вскипание от HCl, граница размытая, маркируется многочисленными ходами почвенной фауны, заполненными гумусированным материалом, переход резкий по цвету;

VI [AJ]	270-291	Супесь, темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура умеренная средне-мелкокомковатая, несколько уплотнен, карбонатные налеты по ходам корней, очень слабое вскипание от HCl, граница мелкоязычковатая, переход постепенный по цвету;
VI ВМК	291-305	Супесь, серовато-коричневая (10 YR 5/2), структура умеренная мелкопризматическая, несколько уплотнен, редкие включения корней, крупные (до 8 см) CaCO ₃ -пропитки, налеты по ходам корней, умеренное вскипание от HCl, граница мелкоязычковатая, переход постепенный по цвету;
VI Cca	305-394	Супесь, светло-серая (10 YR 7/2), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, на глубинах 329 - 340 и 371 - 380 см сформированы маломощные гумусовые горизонты слаборазвитых почв, редкие включения корней, слабые карбонатные пропитки почвенной массы, редкие налеты по ходам корней, сильное вскипание от HCl, граница размытая, маркируется многочисленными ходами почвенной фауны, переход резкий по цвету и сложению;
VII dl	394-471	Песок мелкозернистый параллельнослоистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), слоистость проявляется в чередовании тонких (до 8 мм) серых супесчаных прослоев с песками, в подошве слоистость пропадает, начинают встречаться мелкие охристые Fe-конкреции, бесструктурный, рыхлый, слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
VII v-dl	471-480	Песок (к супеси), светлый коричневато-серый (10 YR 6/3) с сизоватым оттенком, структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, частые охристые Fe-налеты и пропитки почвенной массы, умеренное вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету и сложению;
VIII [AY] g	480-500	Супесь, светлый коричневато-серый (10 YR 6/2), имеет слабо-выраженную слоистость, структура умеренная мелкокомковато-мелкопризматическая, несколько уплотнен, включения корней, охристые Fe-пропитки почвенной массы, налеты по ходам корней, сильное вскипание от HCl, граница волнистая, переход ясный по цвету;
VIII G cf	500-525	В верхней части светлый коричневато-серый (10 YR 6/3) с сизоватым оттенком, супесчаный, структура слабая мелкопризматическая, несколько уплотнен, сильное вскипание от HCl, обильные охристые Fe-пропитки, на глубине 520 - 525 см выделяется желтая (10 YR 7/6) ожелезненная легкосуглинистая прослойка, очень сильно вскипающая от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
VIII CG	525-536	Супесь, сизая, структура слабая мелкопризматическая, несколько уплотнен, вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
IX al	536-566	Песок мелкозернистый, светлый желтовато-коричневый (10 YR 6/4), бесструктурный, рыхлый, отмечаются крупные охристые Fe-пропитки, косая слоистость, не вскипает от HCl.



Рис. 23. Структура, абсолютный возраст и физико-химические свойства почв и отложений разреза Номохоно-І.

1 - гумусовые горизонты погребенных почв; 2 - пески; 3 - супеси; 4 - оглеение.

почвы VI и VII разделены практически двухметровой толщиной отложений (см. рис. 23), которые не могли накопиться быстро в течение одного акта осадконакопления. Об этом свидетельствует полигенетичность отложений (представлены делювиальные, золовые, золово-делювиальные типы), а также наличие в их пределах слабо развитых погребенных почв, указывающих на периодическое снижение темпов поступления осадков.

Исследуемый разрез заложен более чем в 15 м над урезом реки, что исключает современное влияние грунтовых вод. Слагающие его отложения характеризуется легким гранулометрическим составом (см. рис. 23), что в сочетании с заметным уклоном местности обуславливает хороший дренаж. В то же время для почвы VIII характерны хорошо выраженные признаки оглеения,

Таблица 19

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Номохоново-I

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ^{14}C л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
III [RJ]	80-90	ЛУ-7531	2720±110	2870±110
IV [AJ]	140-150	ЛУ-7532	4190±140	4720±180
VI [AJ]	270-280	ЛУ-7533	7880±240	8780±290
VI ВМК	290-300	ЛУ-7534	8280±180	9230±200

проявляющиеся в виде сизых тонов окраски и обильных Fe-новообразований и прослоев. Подобные признаки отмечались для позднеледниковых почв, залегающих в основании разрезов Куйтунского межгорного понижения, и отсутствовали в почвах голоцена. На основании перечисленных признаков мы принимаем возраст почвы VIII как позднеледниковый.

В разрезе Номохоново-I четко фиксируются этапы активизации эрозионно-аккумулятивных процессов, во время которых на конусе выноса пади Барун-Хундуй происходила аккумуляция делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Нижнюю пачку делювиальных отложений (394 – 471 см), довольно однородную по механическому составу, практически нацело (85 – 90 %) слагает фракция мелкого песка (0,25 – 0,05 мм). Средняя (170 – 270 см) и верхняя (0 – 135 см) пачки делювиально-пролювиальных отложений более неоднородны, в них заметно возрастает доля крупного и среднего песка (1 – 0,25 мм), достигая максимума в кровле разреза (0 – 20 см) (см. рис. 23). Для делювиально-пролювиальных отложений характерно минимальное содержание карбонатов.

Нижняя пачка отложений (394 – 471 см) фиксирует этап активизации смыва, проявившийся на рубеже позднеледниковья и голоцена. На протяжении ~ 8,8 – 5,4(?) тыс. кал. л.н. эрозионно-аккумулятивные процессы протекали по всей видимости довольно интенсивно, о чем свидетельствует значительное участие крупного и среднего песка в составе отложений средней пачки (170 – 270 см) и практически полное отсутствие следов почвообразования в указанном временном интервале (сформирована лишь одна слабо-развитая почва V). Накопление верхней пачки отложений (0 – 135 см) происходило в результате эрозионно-аккумулятивных процессов, протекавших с середины суббореального периода (~ 4,7 кал. тыс. л.н.) до современности. Судя по уменьшению крупных фракций песка в составе отложений и формированию почв (II и III), интенсивность процессов в целом была ниже, чем в атлантическом периоде.

Неоднородность строения и физико-химических свойств отложений разреза Номохоново-I свидетельствует о неоднократной смене режимов осадконакопления. Делювиальные и делювиально-пролювиальные пески замещаются окарбоначенными супесями (CO_2 карбонатов колеблется от 2 до 16 %), в гранулометрическом составе которых преобладают фракции мелкого песка

(0,25 – 0,05 мм) и крупной пыли (0,05 – 0,01 мм). По нашему мнению подобные изменения в вещественном составе отложений отражают смену ведущего экзогенного процесса. Происходит снижение интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов и основную роль в осадконакоплении начинает играть эоловый фактор.

Нижняя пачка таких супесей (см. рис. 23) залегает на глубине 471 – 536 см и, по всей видимости, фиксирует позднеледниковый этап активизации эоловых процессов. Раннеголоценовый этап увеличения эоловой активности находит отражение в аккумуляции супесей, залегающих на глубинах 270 – 394 см. Накопление отложений на глубинах 240 – 250 см, 135 – 165 см и 75 – 107 см происходило на протяжении менее длительных этапов преимущественно эолового осадконакопления, проявившихся, соответственно, в атлантическом, начале (~ 5,4 – 4,8 тыс. кал. л.н.) и конце (~ 3,4 – 2,9 тыс. кал. л.н.) суббореального периодов.

Как правило, именно в пределах описанных супесчаных отложений залегают почвы. Вероятно, периодическое затухание эоловой активности, связанное с увлажнением климата и закреплением поверхности растительностью приводило к активизации педогенеза. Основные этапы почвообразования проявились в позднеледниковье (почва VIII), финале бореального периода (почва VI, 8,8 – 9,2 тыс. кал. л.н.), первой половине (почва IV, ~ 5,0 – 4,7 тыс. кал. л.н.) и в финале (почва III, ~ 3,2 – 2,9 тыс. кал. л.н.) суббореального периода. Кратковременные этапы педогенеза, за которые сформировались слабо развитые почвы, фиксируются предположительно в пребореальном (маломощные почвы на глубинах 370 – 380 см и 330 – 340 см), атлантическом (240 – 250 см) и субатлантическом (почва II) периодах.

Современная почва (I), представленная в кровле разреза, относится к типу псаммоземов гумусовых. Ее гумусовый горизонт выражен очень слабо, что, очевидно, обусловлено формированием почвы на недавно отложившейся толще делювиально-пролювиальных отложений. Несколько более развиты почвы II и V (см. рис. 23, табл. 18), которые по совокупности морфоаналитических свойств мы относим к светлогумусовым.

Сформировавшаяся в финале суббореального периода почва III имеет повышенную (в сравнении с почвами I и II) мощность гумусового горизонта (32 см), для которого характерна слабая оструктуренность, практически отсутствующая в кровле гумусового горизонта (см. табл. 18). Почва имеет слабо выраженный срединный горизонт, илистая фракция (< 0,001 мм) равномерно распределена по профилю. Максимальное содержание органического углерода приурочено к подошве ее гумусового горизонта и постепенно убывает кверху, несколько меняется групповой состав гумуса (табл. 20). По нашему мнению, указанные признаки свидетельствуют о том, что формирование почвы проходило при слабом поступлении минерального субстрата на поверхность почвы. Осадконакопление осуществлялось постоянно и было сингенетично почвообразованию. Исходя из сказанного, мы относим почву III к типу стратоземов светлогумусовых.

Таблица 20

Групповой состав гумуса почв разреза Номохоново-I

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
III [R]	80-90	0,1/33,3	0,06/20,0	1,67	0,14/46,7
	100-107	0,07/17,5	0,04/10,0	1,75	0,29/72,5
IV [A]	140-150	0,13/26,0	0,08/16,0	1,63	0,29/58,0
VI [A]	270-280	0,13/21,0	0,08/12,9	1,63	0,41/66,1
VI ВМК	291-300	0,07/21,2	0,06/18,2	1,17	0,2/60,6
VIII [AY] g	485-500	0,05/6,1	0,05/6,1	1,0	0,72/87,8

Почва IV, сформированная в первой половине суббореального периода, также слабо оструктурена, однако имеет повышенное содержание органического углерода, довольно равномерно распределенного в пределах горизонта и резко убывающего за его пределами (см. рис. 23, табл. 21). Тем не менее, содержание органического вещества очень мало, что характерно и для других почв в разрезе. Это может быть связано как с легким гранулометрическим составом отложений, что обуславливает быструю минерализацию гумуса [Александровский, Александровская, 2005], так и с неблагоприятными для почвообразования условиями. Исключение составляют почвы VI и VIII, которые формировались на более тяжелых по гранулометрическому составу отложениях, вероятно, в более благоприятных условиях. Гумус почвы IV фульватно-гуматный, характерно высокое содержание нерастворимого остатка, средняя насыщенность азотом (см. табл. 20, 21). Профиль дифференцирован на генетические горизонты. Содержание карбонатов максимально в кровле гумусового горизонта, постепенно снижаясь вниз по профилю, что характерно и для илистой фракции. Наиболее вероятно, что почва формировалась в сухих условиях при непромывном водном режиме под степной растительностью. Учитывая ее морфологические свойства и аналитические характеристики, мы склонны рассматривать ее как каштановую.

Анализируя морфологические и физико-химические свойства почв, сформированных в верхней части разреза (I – V), можно прийти к выводу о том, что основным ограничивающим фактором их развития служило активное функционирование эрозионной формы, на конусе выноса которой заложен исследуемый разрез. Периодическое отложение свежих наносов вызывало погребение почв и начало почвообразования на новой дневной поверхности. Вторым возможным фактором низкой интенсивности педогенеза могли служить неблагоприятные природные условия (недостаточное атмосферное увлажнение, разреженность растительного покрова и др.). В результате для почв I, II и V отмечается весьма низкая интенсивность гумусонакопления, распространение процессов почвообразования ограничивалось лишь самой верхней частью профиля, подстилающие отложения практически не затронуты педогенезом.

Таблица 21

Некоторые химические свойства почв и отложений разреза Номохоново-I

Горизонт	Глубина, см	pH водн.	Сорг, %	N, %	C : N
II [AJ]	49-60	8,6	0,29	0,03	9,7
II C	60-75	8,7	0,22	0,02	11
III [RJ]	75-85	8,7	0,29	0,04	7,2
	97-107	8,7	0,4	0,05	8
III B	107-117	8,9	0,21	0,03	7,0
III C	117-135	8,9	0,1	-	-
IV [AJ]	135-145	8,6	0,47	0,06	7,8
	155-165	8,8	0,46	0,06	7,7
IV BMK	165-170	8,8	0,12	0,02	6,0
IV C	170-180	9,0	0,11	-	-
	180-190	9,1	0,05	-	-
V [AJ]	239-250	8,9	0,2	-	-
V C	250-270	8,8	0,07	-	-
VI [AJ]	270-280	8,7	0,62	0,07	8,9
	280-291	8,7	0,39	0,05	7,8
VI BMK	291-305	8,8	0,33	0,03	11
VI C	305-320	9,0	0,22	-	-
VIII [AY] g	490-500	8,7	0,82	0,05	16,4
VIII CG	500-520	8,7	0,71	0,07	10,1
	520-525	8,9	0,53	-	-

Примечание: “-” - не определялось.

Развитие дифференцированных на генетические горизонты почв III и IV свидетельствует о более длительном и интенсивном протекании процессов почвообразования и выветривания, захватывающих более мощную толщу отложений. В рассматриваемых условиях это возможно лишь при существенном ослаблении осадконакопления в ландшафтной обстановке, которой присуща достаточная тепло- и влагообеспеченность. В то же время, исходя из рассмотренных свойств почв, увлажненность была незначительной.

Наиболее развита почва VI, сформированная в финале бореального периода. В верхней части ее профиля выделяется серый с буроватым оттенком светлогумусовый горизонт, постепенно переходящий в нижележащий ВМК. По сравнению с описанными почвами отмечается повышенное содержание органического вещества (Сорг 0,62%), гумус фульватно-гуматного состава, при его средней насыщенности азотом (см. табл. 20, 21). Ксерометаморфический горизонт (ВМК) имеет мелкопризматическую структуру, в его окраске преобладают бурые и коричневые тона. В горизонте отмечается максимальное количество карбонатов (см. рис. 23), содержание которых практически не меняется вниз по профилю. Характер распределения карбонатов в профиле почвы свидетельствует об их слабом выщелачивании во время ее формирования и, скорее всего, унаследован от материнских эолово-делювиальных отложений. Содержание илливой фракции практически не меняется в профиле почвы.

Таким образом, формирование почвы VI, которую по совокупности морфологических (см. табл. 18) и физико-химических (см. рис. 23, табл. 20, 21) свойств мы определяем как каштановую, отражает самый длительный из представленных этапов педогенеза. Наиболее вероятно, что почвы формировалась под степной растительностью в условиях высокой теплообеспеченности и довольно низкой увлажненности. Ее формирование стало возможным благодаря существенному снижению активности эрозионно-аккумулятивных процессов в финале бореального периода.

Как было отмечено выше, возраст почвы VIII, сформированной в основании разреза, мы принимаем как позднеледниковый. Ее профиль состоит из серогумусового горизонта [AY] g, имеющего слабовыраженную слоистость и постепенно переходящего в подстилающие отложения. Сизоватые тона окраски указывают на его оглеенность. Содержание органического вещества в гумусовом горизонте наиболее высокое (Сорг 0,82 %) среди всех почв, представленных в разрезе. Для гумуса характерен гуматно-фульватный состав, отмечается низкая насыщенность азотом и высокое содержание негидролизованного остатка (см. табл. 20, 21).

Ниже залегает серый с многочисленными ржавыми и голубовато-сизыми пятнами и прослоями глеевый горизонт. Его подошва оторочена яркой охристой каймой, под которой залегает горизонт CG ярко-сизой окраски (см. рис. 23). К описанной охристой прослойке приурочено максимальное содержание карбонатов, илистой фракции, и, судя по окраске, соединений железа. Очевидно, что характер распределения перечисленных компонентов связан с экранирующим влиянием многолетнемерзлых пород, ограничивающих проникновение в толщу грунта инфильтрующейся влаги. Интенсивная яркосизая окраска горизонта CG обязана своим происхождением анаэробным условиям, создававшимся в результате постоянного насыщения горизонта влагой при периодическом протаивании мерзлоты.

Описанные особенности строения и свойства почвы позволяют рассматривать её как аллювиальную гумусовую глееватую, криогенно-ожелезненную с формулой профиля [AY] g – G cf – CG. Подобные почвы формируются под влажными разнотравно-злаковыми лугами и влажными лесами таежной зоны при длительном насыщении почвы водой [Классификация..., 2004]. Последнему может способствовать присутствие льдистой мерзлоты, которая служит водоупором.

Очевидно, что в отличие от вышележащих почва VIII формировалась в условиях довольно влажного климата, под таежными или лесостепными ландшафтами при незначительной теплообеспеченности.

Таким образом, строение конуса выноса пади Барун-Хундуй, вскрытое в разрезе Номохоново-I, отражает значительные колебания в развитии эрозионной формы, вызванные преимущественно сменами ландшафтно-климатических условий на территории исследования. Для позднеледникового интервала развития толщи отложений характерны контрастные смены климатических условий. Его начало совпадает с периодом аридизации и

активного развития эоловых процессов, что привело к накоплению высококарбонатных отложений. Последовавший этап почвообразования, во время которого сформировалась почва VIII, проходил в довольно влажных условиях северной лесостепи или тайги при незначительной теплообеспеченности. Большое влияние на формирование почвы оказывала многолетняя мерзлота. Потепление, произошедшее в раннем голоцене, привело к деградации последней, увеличению мощности деятельного слоя и, как следствие, к активизации эрозионно-аккумулятивных процессов. Вероятно, на данном этапе происходит заложение пади Барун-Хундуй и начало формирования ее конуса выноса, что фиксируется по резкой смене режима осадконакопления (эоловые осадки замещаются делювиально-пролювиальными).

В течение голоцена на конусе выноса накапливались преимущественно делювиально-пролювиальные отложения с относительно тонкими прослоями эоловых карбонатных супесей. В финале бореального периода (почва VI, 8,8 – 9,2 тыс. кал. л.н.) и первой половине суббореального периода (почва IV, ~ 5,0 – 4,7 тыс. кал. л.н.) формировались каштановые почвы. В финале (почва III, ~ 3,2 – 2,9 тыс. кал. л.н.) суббореального периода сформировался стратозем. Кратковременные этапы педогенеза, приводившие к формированию светлогумусовых почв, фиксируются предположительно в предбореальном (маломощные почвы на глубинах 370 – 380 см и 330 – 340 см), атлантическом (240–250 см) и субатлантическом (почва II) периодах. Развитие отложений и почв в голоцене проходило в довольно сухом климате под степными ландшафтами при периодических сменах ведущего экзогенного процесса. При снижении интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов основную роль в осадконакоплении начинал играть эоловый фактор. Основной этап формирования эоловых отложений зафиксирован в раннем голоцене (бореальный период (?)). Менее длительные – в атлантическом, начале (~ 5,4 – 4,8 тыс. кал. л.н.) и конце (~ 3,4 – 2,9 тыс. кал. л.н.) суббореального периода.

3.2.2. Номохоново-II

Разрез Номохоново-II (50°59' с.ш., 106°25' в.д., абс. высота 581 м) заложен в пределах делювиального шлейфа, расположенного по правому борту долины р. Селенги у подножья северо-западного склона Боргойского хребта (см. рис. 21). Отложения разреза (рис. 24) условно разделены три пачки: аллювиально-пролювиальная (588 – 500 см), эолово-делювиальная (500 – 224 см) и почвенно-эолово-делювиальная (224 – 0 см).

Строение толщи и литологический состав слагающих ее осадков свидетельствуют о проявлении флювиальных, эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов. Полученные радиоуглеродные датировки (табл. 22) позволяют оценить время их протекания, по меньшей мере, голоценом.

Аккумуляция нижней (588-500 см) пачки отложений проходила при активном участии эрозионно-аккумулятивных процессов. На глубинах 556 – 588 см залегают желтовато-серые аллювиально-пролювиальные с примесью эоловых пески (овражный аллювий). Согласно результатам гранулометри-

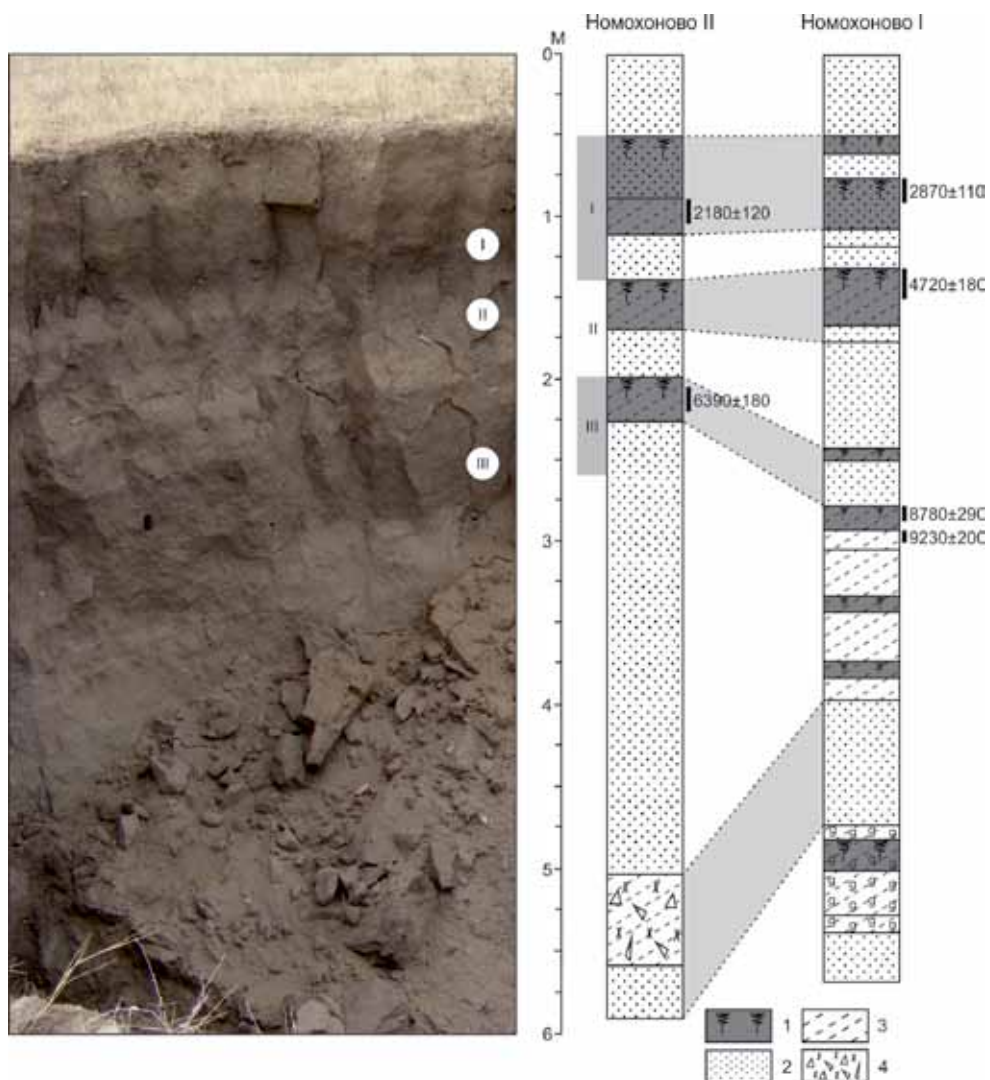


Рис. 24. Структура разреза Номоხოხოვო-II и его корреляция с разрезом Номоხოხოვო-I. Усл. обозн. - см рис. 23; 4 - включения дров и щебня.

Таблица 22
Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Номоხოხოვო-II

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ¹⁴ C л. н.	Календарный возраст, кал. л. н.
II [AJ]	87-110	ЛУ-6703	2180±90	2180±120
V [AJ]	197-224	ЛУ-6675	5580±160	6390±180

ческого анализа на долю песчаной фракции (1 – 0,05 мм) приходится 52 %, в том числе средне- и крупнопесчаной (1 – 0,25 мм) – 23 %, мелкопесчаной (0,25 – 0,05) – 29 %. Отмечается относительно высокое содержание крупной пыли (33 %). Наличие в составе осадков средне- и крупнозернистых песков свидетельствует о преимущественно водном их происхождении, а высокое содержание мелко- и тонкопесчаных и крупнопылеватых фракций о значительной роли эоловой аккумуляции. Пески перекрыты пролювиальными дресвяно-щебнистыми с песчаным заполнителем отложениями (556 – 500 см). Содержание дресвы и щебня достигает 42 %.

Выше (500 – 224 см) залегают эолово-делювиальные желтовато-серые, палевые мелкозернистые пылеватые пески с карбонатными включениями, более обильными в интервале 480 – 403 см. Содержание карбонатов в пределах пачки колеблется в пределах 6 – 9 %. Отложения сложены преимущественно мелким песком, содержание которого достигает 55 – 78 %. Доля крупнопылевой фракции составляет 14 – 36 %. Время формирования этой пачки предположительно оценивается ранним - началом среднего голоцена, она отражает этап аридизации климата и связанной с ней активизации эоловых и делювиальных процессов.

Венчают разрез эолово-делювиальные мелкозернистые пылеватые пески (224 – 0 см), разделенные тремя погребенными почвами возрастом 6,5 – 0 тыс. кал. л.н. Отмечается более низкое, чем в средней пачке содержание карбонатов (3 – 6 %). Содержание $C_{орг}$ в пределах гумусовых горизонтов почв достигает 2 %. Максимальное содержание гумуса зафиксировано в почве I. Горизонты отложений сложены мелким песком (65 – 76 %) с заметным участием крупнопылевой фракции (14 – 36 %). В гумусовых горизонтах почв возрастает доля крупной пыли и ила. Почва I относится к типу стратоземов и по морфогенетическим признакам сходна с почвой III в разрезе Номохоново-I. Почва II характеризуется как светлогумусовая. Наиболее развитая почва III отнесена нами к каштановым.

Анализ особенностей строения разреза и данные по абсолютному возрасту почв позволяют выделить основные этапы активизации эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов, которые датируются ранним голоценом (> 6,9 тыс. кал. л.н.), ~ 5,9 – 4,8; ~ 3,7 – 2,6 и 1,1 – 0 тыс. кал. л.н. Почвы формировались на протяжении 6,9 – 5,9; ~ 4,8 – 3,7 и 2,6 – 1,1 тыс. кал. л.н.

3.3. Тугнуйская котловина

Тугнуйская котловина относится к Тугнуйскому геоморфологическому району [Нагорья..., 1974] и отделена от Сухаринской межгорной впадины узкой низкогорной цепью, именуемой Тугнуйскими горами.

С севера котловину обрамляет хребет Цаган-Дабан с преобладающими абсолютными высотами 1200 – 1300 м. Водораздельные поверхности хребта характеризуются плавными очертаниями. На южных склонах, обращенных к Тугнуйской котловине, доминирует сухая и светлая сосновая тайга с березой, произрастающая на дерновых таежных почвах. Основные высоты Заганского хребта, обрамляющего котловину с юга, достигают 1100 – 1250 м, отдельные

вершины – около 1350 м. Северные склоны хребта заняты лиственничной тайгой на дерновых таежных почвах [Цыбжитов и др., 2008].

Для предгорий Тугнуйской впадины характерны куэстообразные останцы, которые сформировались при денудации эффузивно-терригенной толщи юрского возраста. Восточнее, в области распространения кислых эффузивов, преобладает холмистый рельеф. Центральная часть впадины занята широкой аккумулятивной равниной – заболоченной поймой р. Тугнуй [Нагорья..., 1974]. Рельеф котловинной части довольно однообразен: речные долины сменяются слабонаклонными шлейфами и невысокими увалообразными хребтами, поднимающимися над окружающими понижениями на 250 – 300 м, которые покрыты относительно мощной толщей суглинков и супесей (в западной части – песков). На этих отложениях под злаково-разнотравной степью развиты черноземы; денудационными равнинами, к которым тяготеют участки степей и сосновых боров, а также плоские или слабонаклонные луговые равнины [Цыбжитов и др., 2008].

Почвообразование на описываемой территории протекает на довольно мощной толще рыхлых полигенетичных отложений [Базаров, 1968], представленных аллювием (песками и галечниками) древних речных террас; аллювием и пролювием «сухих» дельт (пески с окатанными гальками и валунами); золово-делювиальными супесями и суглинками.

Климатические условия котловины характеризуются по данным метеостанции Мухор-Шибирь (абс. высота 736 м). Среднегодовая температура $-2,4^{\circ}\text{C}$, среднегодовая сумма осадков – 264 мм, из которых 78 % выпадает за вегетационный период и только 10 % – зимой. Наиболее низкие значения K_u (по Иванову) приходятся на весенний и осенний периоды [Цыбжитов и др., 2008].

3.3.1. Никольск

Разрез заложен в черте пос. Никольск (рис. 25) ($51^{\circ}10'$ с.ш., $108^{\circ}19'$ в.д., абс. высота 828 м) и вскрывает отложения балочной террасы донного оврага, в разной степени проработанные почвообразованием (рис. 26).

Выделяются следующие горизонты (табл. 23):

Таблица 23

Основные морфологические характеристики почв и отложений разреза Никольск

Горизонт	Глубина, см	Описание
I dl-pr	0-15	Песок средне-мелкозернистый, цвет (в сухом состоянии) – коричневатый (10 YR 4/3), в кровле возрастает количество крупного песка, бесструктурный, рыхлый, включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и слоению;
II [RY]	15-55	Супесь (к суглинку), темная серовато-коричневая (10 YR 4/2), структура слабая мелкокомковатая, рыхлый, обильные включения корней, очень слабое вскипание от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету;

II D	55-60	Песок средне-мелкозернистый, коричневым (10 YR 4/3), бесструктурный, рыхлый, включения корней, не вскипает от HCl, граница волнистая, переход резкий по цвету и сложению;
III [RU]	60-85	Супесь, очень темная серая (10 YR 3/1), структура слабая мелкокомковато-порошистая, рыхлый, обильные включения корней, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход ясный по сложению;
III [AU]	85-120	Легкий суглинок, темный серовато-коричневый (10 YR 4/2), структура прочная мелкокомковато-мелкопризматическая, плотный, обилие макропор, ожелезнение по ходам корней, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход постепенный по цвету и сложению;
	120-148	Супесь, коричневатая-серая (10 YR 5/3), структура прочная средне-мелкопризматическая в кровле, слабая мелкопризматическая - в подошве, уплотнен, обилие макропор, слабое вскипание от HCl, граница слабоволнистая, переход ясный по цвету;
III BCA Ic	148-177	Супесь, желтовато-коричневая с белесым оттенком (10 YR 5/4), структура прочная мелкопризматическая, плотный, включения корней, ожелезнение по ходам корней и порам, карбонатные налеты на гранях педов, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
IV [RY]	177-236	Супесь, очень темная серовато-коричневая (10 YR 3/2), структура умеренная мелкопризматическая, рыхлый, включения корней, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход постепенный по цвету и сложению;
IV D	236-248	Песок средне-мелкозернистый, серовато-коричневый (10 YR 5/2), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, гумус пятнами прокрашивает агрегаты, не вскипает от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету;
V [AY]	248-260	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура умеренная средне-мелкопризматическая, несколько уплотнен, единичные включения дресвы, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
V C	260-267	Песок средне-мелкозернистый, палево-коричневый (10 YR 6/3), структура слабая мелкопризматическая, рыхлый, немногочисленные включения дресвы, слабое вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
VI [AY]	267-275	Супесь, палево-коричневая (10 YR 6/3), структура прочная средне-мелкопризматическая, несколько уплотнен, ситтаны на гранях педов, умеренное вскипание от HCl, граница ровная, переход резкий по цвету и сложению;
VI C	275-330	Песок мелко-среднезернистый, светлый желтовато-коричневый (10 YR 6/4), в кровле - крупнозернистый, бесструктурный, рыхлый, значительная примесь дресвы и щебня (до 15-20 %), не вскипает от HCl.

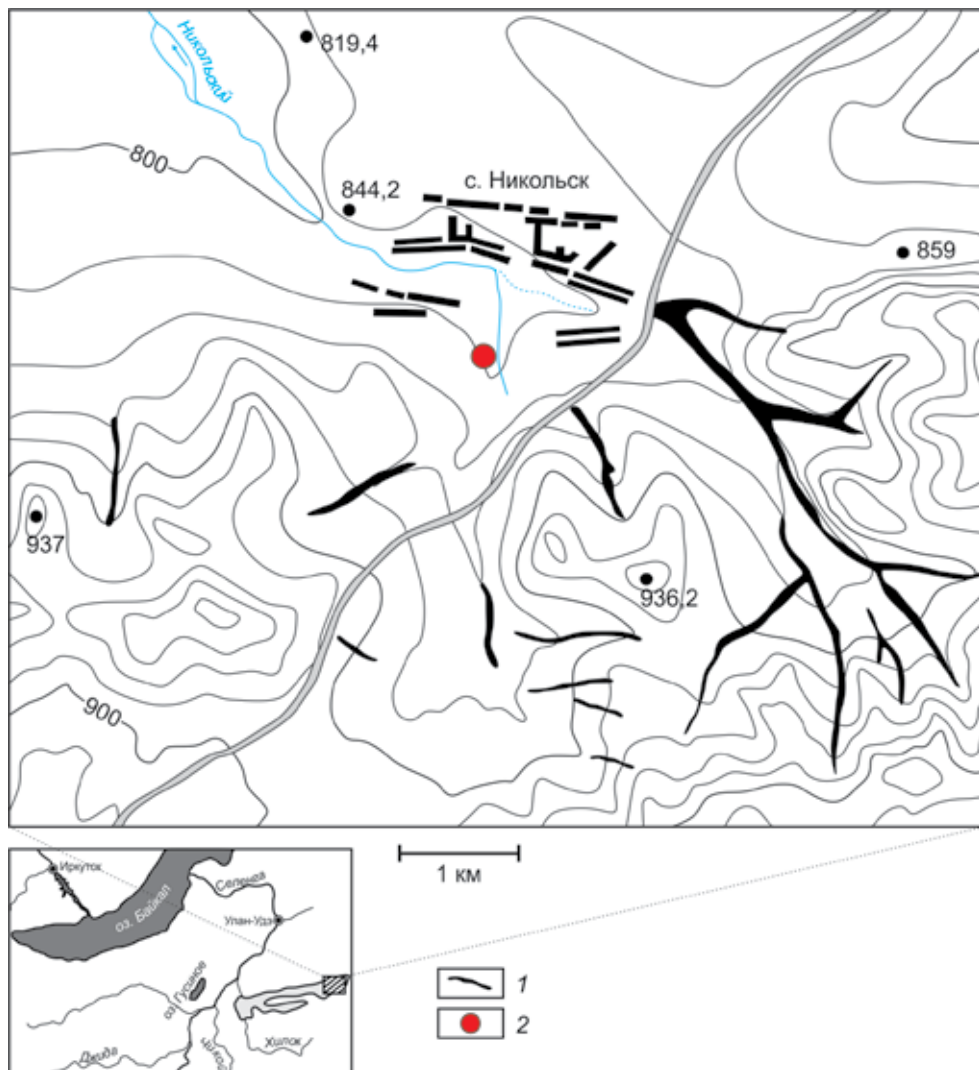


Рис. 25. Местоположение разреза Никольск в пределах Тугнуйской котловины.
1 – овраги; 2 – разрез Никольск.

Формирование отложений, слагающих исследуемую эрозионную террасу, прошло на протяжении всего голоцена, начавшись в позднеледниковье (см. рис. 26, табл. 24).

Нижняя пачка преимущественно пролювиальных песков (330 – 236 см) включает гумусовые горизонты двух почв (V и VI), возраст которых мы принимаем как позднеледниковый (вероятно, соответствующий аллереду) на основании радиоуглеродной даты из подошвы почвы IV, соответствующей началу пребореала (см. рис. 26).

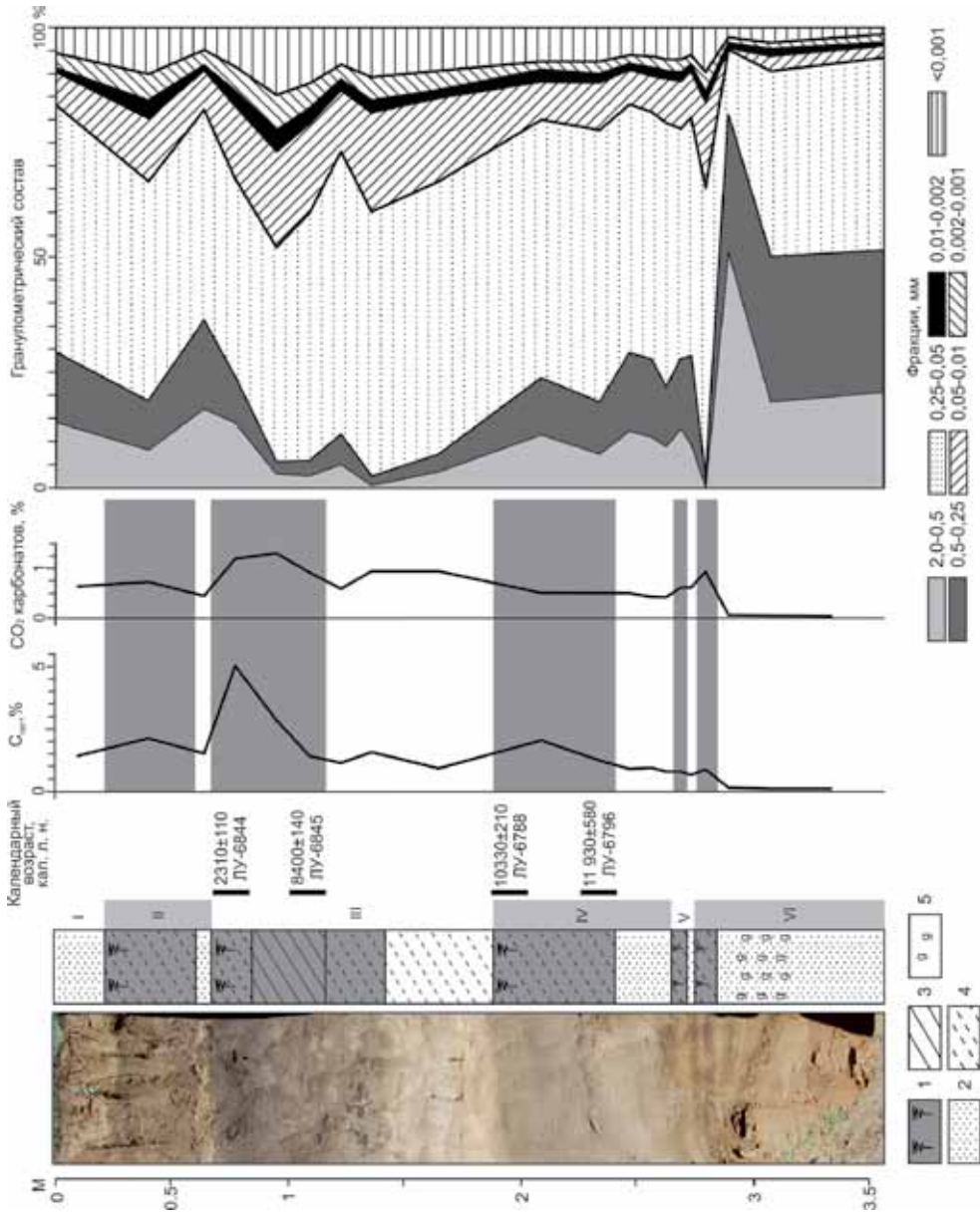


Рис. 26. Стрoение, физико-химические свойства и абсолютный возраст почв и отложений разреза Никольск. Усл. обозн. – см. рис. 9.

Таблица 24

Радиоуглеродный и календарный возраст погребенных почв разреза Никольск

Горизонт	Глубина, см	Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, ¹⁴ C л.н.	Календарный возраст, кал. л.н.
III [RU]	60-70	ЛУ-6844	2300±70	2310±110
III [AU]	120-130	ЛУ-6845	7600±130	8400±140
IV [RY]	177-187	ЛУ-6788	9150±160	10330±210
	200-210	ЛУ-6796	10260±400	11930±580

Почвы V и VI имеют профиль типа А-С, их гумусовые горизонты мало-мощны и слабо гумусированны, однако хорошо оструктурены (см. табл. 23). Горизонт С почвы VI несет признаки оглеения. По совокупности диагностических признаков почвы могут быть классифицированы как серогумусовые. Довольно грубый состав осадков, слагающих описываемую пачку, может свидетельствовать об интенсивном протекании эрозионно-аккумулятивных процессов в конце плейстоцена на исследуемой территории.

Период стабилизации рельефообразующих процессов наступил в пребореале и отразился практически во всех разрезах, изученных в пределах Куйтунского межгорного понижения. В разрезе Никольск он фиксируется по почве IV, формировавшейся 11,7 – 10,2 тыс. кал. л.н. Она имеет мощный гумусовый горизонт, при относительно низком количестве органического вещества, пик которого приходится на его среднюю часть (см. рис. 26). В гранулометрическом составе горизонта значительное участие принимают фракции песка (в том числе крупного и среднего). По нашему мнению, подобные признаки свидетельствуют о формировании почвы в условиях постоянного, сингенетичного почвообразования, поступления мелкозема на ее поверхность. Его проработка педогенезом способствовала увеличению мощности гумусово-аккумулятивной толщи без существенного увеличения содержания гумуса. На подобный механизм формирования почвы может указывать и высокое содержание нерастворимого остатка в групповом составе ее гумуса. Последний имеет фульватно-гуматный состав (табл. 25), что свидетельствует о формировании почвы в условиях лесостепи.

Таблица 25

Групповой состав гумуса почв разреза Никольск

Горизонт	Глубина, см	В пирофосфатной вытяжке, %		С гк/С фк	НО, %
		С гк	С фк		
III [RU]	60-70	1,2/23,7	0,59/11,7	2,03	3,27/64,6
III [AU]	120-130	0,79/27,7	0,39/13,7	2,02	1,67/58,6
IV [RY]	177-219	0,41/20,0	0,30/14,6	1,37	1,34/65,4

Накопление белесых эолово-делювиальных отложений, перекрывших почву IV, и залегающих на глубинах 148 – 177 см, произошло 10,2 – 8,6 тыс. кал. л.н. Активизация эоловых процессов во второй половине бореального периода указывает на аридизацию климата, которая находит свое отражение и в отложениях разрезов Куйтунского межгорного понижения.

8,6 тыс. кал. л.н. началось формирование довольно сложной по своему строению почвы III. Нижняя ее часть формировалась в результате интенсивного гумусонакопления и проработки процессами почвообразования и выветривания толщи подстилающих отложений. Как результат был сформирован профиль чернозема, имеющий вид AU-BCA-C. Однако кровля почвы III (горизонт RU) заметно отличается от подстилающего горизонта AU. Она сложена преимущественно песчаными фракциями, имеет повышенное содержание $C_{\text{орг}}$ и по всей вероятности формировалась в результате постепенного смыва и намыва материала гумусовых горизонтов почв и постоянной проработки их педогенезом. Групповой состав гумуса почвы гуматный как в стратифицированном, так и в гумусовом горизонтах (см. табл. 25). Почва III может быть классифицирована как стратозем темногумусовый, наложенный на чернозем, с профилем [RU] – [AU] –BCA.

Формирование почвы III завершилось очередным этапом активизации эрозионно-аккумулятивных процессов ~ 2,3 тыс. кал. л.н., интенсивность которых впоследствии несколько ослабла, что выразилось в формировании стратозема серогумусового с профилем [RY]-D (почва II). С поверхности он перекрыт современными делювиально-пролювиальными отложениями (см. рис. 26).

Глава 4

Развитие осадконакопления и почвообразования как отражение ландшафтно-климатических изменений на территории Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене

4.1. Бассейн р. Куйтунки

В разрезах, заложенных в пределах различных эрозионно-аккумулятивных форм рельефа Куйтунского межгорного понижения, фазы почвообразования и активизации денудационно-аккумулятивных процессов проявились довольно синхронно (рис. 27) и демонстрируют удовлетворительную сходимость с палеоклиматическими данными из смежных районов (см. главу 3).

Это позволяет предполагать их обусловленность региональными климатическими изменениями. В целом, периоды почвообразования коррелируют с фазами повышения увлажненности и теплообеспеченности, в то время как этапы активизации экзогенных процессов отвечают фазам аридизации и похолоданий (см. рис. 27). Выявленная закономерность довольно логична, однако требует некоторых пояснений.

Факторами склонового смыва являются дождевые и, в меньшей мере, талые воды. Поэтому интенсивность этого процесса зависит от режима поверхностного склонового стока, напряженность которого возрастает вместе с увеличением влажности климата [Шанцер, 1966]. Однако, гумидный климат неблагоприятен для бассейновой эрозии, так как создает не только больший сток воды, но и лучшую защиту поверхности от эрозии дождевых и талых вод в виде густого растительного покрова [Шанцер, 1966; Дедков, 1998]. Покрытые пышной травянистой растительностью склоны устойчивы против склоновой эрозии. Таким образом, формирование конусов выноса и делювиальных шлейфов в гумидных условиях маловероятно [Антощенко-Оленев, 1982].

Иссушение климата ведет к разреживанию растительного покрова, за счет чего склоновый смыв достигает заметных размеров и при выпадении осадков средней интенсивности [Шанцер, 1966]. Чем суше климат, тем больше становится неравномерность выпадения осадков, за счет чего расходы водотоков в периоды дождей значительно возрастают, что ведет к усилению линейно-

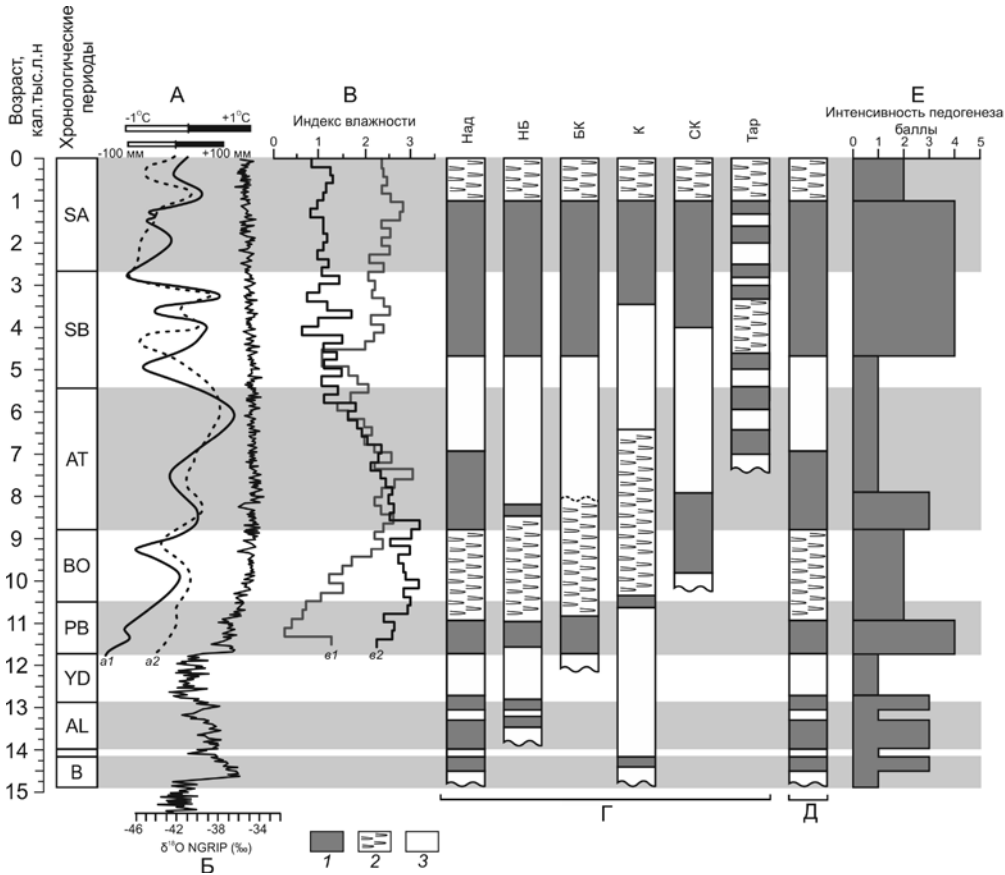


Рис. 27. Развитие осадконакопления и почвообразования в пределах Куйтунского межгорного понижения за последние 15 тыс. лет.

А – изменения климата в голоцене ($a1$ – температура; $a2$ – осадки) [Воробьева, 1994]; Б – изотопно-кислородная шкала NGRIP [NGRIP members, 2004]; В – изменения индекса влажности ($\beta1$ – северная часть Монголии; $\beta2$ – Байкальский регион) [Wang, Feng, 2013]; Г – хронология периодов почвообразования и осадконакопления в исследуемых разрезах: Над – Надеино; НБ – Нижняя Буланка; БК – Большой Куналей; К – Куйтун; СК – Студеный Ключ; Тар – Тарбагатайка; Д – сводная хронологическая схема развития денудационно-аккумулятивных процессов и почвообразования в Куйтунском межгорном понижении; Е – интенсивность педогенеза. Условные обозначения: 1 – периоды активного педогенеза; 2 – периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования; 3 – периоды интенсивного осадконакопления.

го размыва, проявляющемуся скачкообразно. Короткие фазы интенсивной эрозии сменяются длительными сухими периодами консервации созданных эрозией форм. Именно в таких условиях наиболее активно формируются и хорошо сохраняются делювиальные шлейфы и конусы выноса [Антощенко-Оленев, 1982; Дедков, 1998].

Таким образом, склоновый смыв может играть роль ведущего фактора денудации в семиаридном и аридном климате, в то время как в гумидном климате он имеет подчиненное значение. Сходные закономерности лежат и в основе проявления эоловых процессов [Gutierrez, 2005; Выркин, 2010]. Поэтому мы считаем, что выделенные нами периоды почвообразования фиксируют этапы повышения влагообеспеченности территории и стабилизации дневной поверхности в результате закрепления ее растительностью. Фазы аридизации проявились в аккумуляции отложений, перекрывших почвы. Данная точка зрения подтверждается нашими исследованиями состава стабильных изотопов органического вещества почв, сформированных в пределах Куйтунского межгорного понижения (рис. 28, 29).

Распределение органического углерода (Сорг) и общего азота (Nобщ) в профиле исследуемых разрезов демонстрирует сходные закономерности. Их количество, как правило, минимально в слоях отложений и возрастает в пределах гумусовых горизонтов почв (см. рис. 28, 29). Снижение содержания Сорг и Nобщ совпадает с увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ и расширением соотношения C/N. Менее обогащенное ^{13}C органическое вещество характерно для гумусовых горизонтов почв. Утяжеление изотопного состава углерода в слоях отложений сопровождается понижением значений $\delta^{15}\text{N}$ (см. рис. 28, 29). При этом от по-

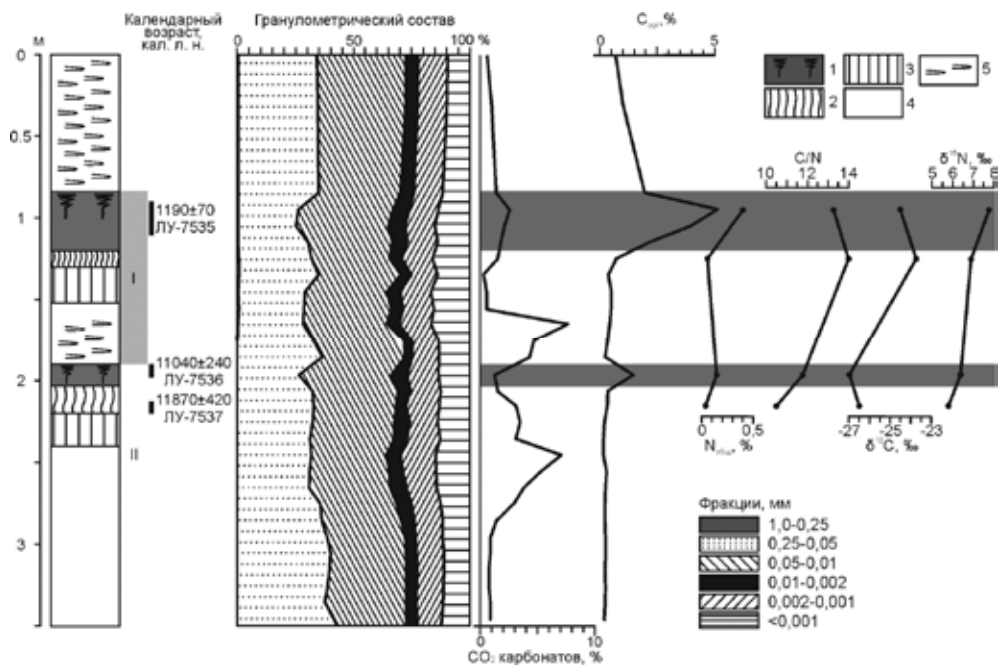


Рис. 28. Некоторые физико-химические свойства и состав стабильных изотопов углерода и азота органического вещества почв разреза Большой Куналей. Усл. обозн. – см. рис. 12.

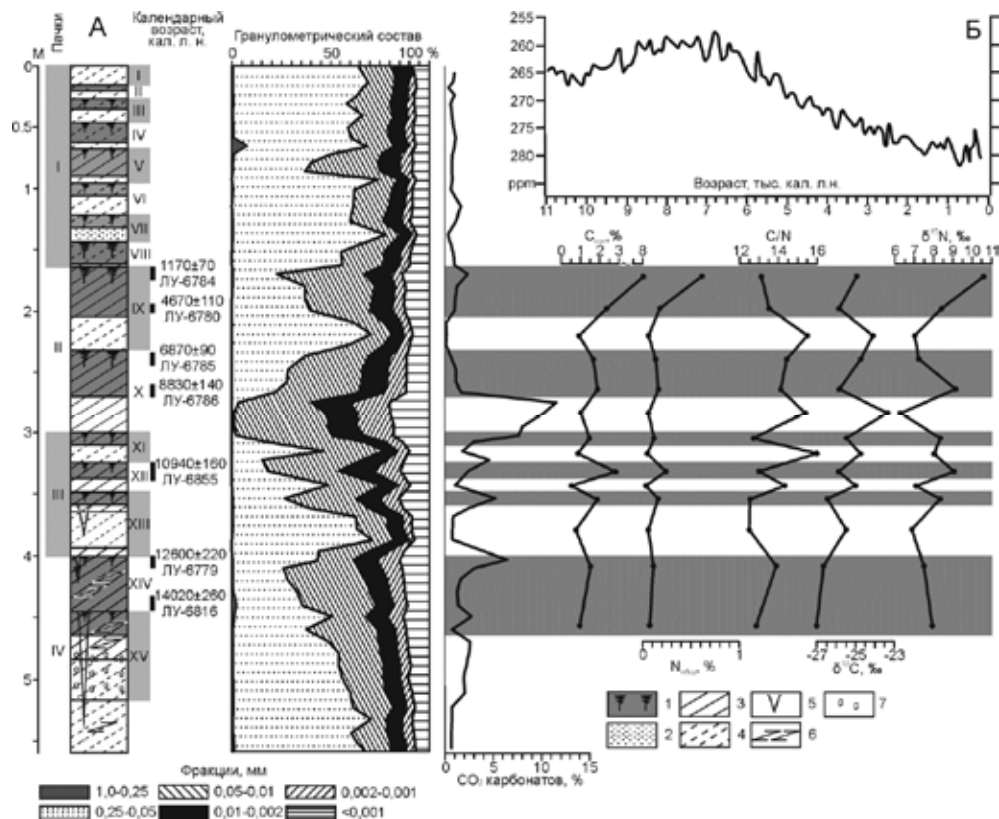


Рис. 29. Строение разреза Надеино, абсолютный возраст почв, изотопный состав и некоторые химические свойства почв и отложений (А); концентрация CO₂ в атмосфере на протяжении голоцена [Moppin et al., 2004] (Б).

Усл. обозн. – см. рис. 9.

дошвы к кровле разрезов отмечается тренд к утяжелению изотопного состава углерода. Интерпретация выявленной изотопной неоднородности исследуемых почв и отложений, может быть выполнена со следующих позиций:

1) Смена флористического состава растительных сообществ. Изотопный состав углерода органического вещества почв напрямую зависит от типа произрастающей растительности, а именно от особенностей ее фотосинтеза [Serling, Quade, 1993; Nordt et al., 1994; Kelly et al., 1998]. Преобладающая часть наземной растительности, включающая большинство деревьев, трав и кустарников умеренной зоны при фиксации углерода используют цикл Кальвина (C3-растения). Значения δ¹³C для их биомассы колеблются от -22 до -32 ‰ [Kelly et al., 1998]. В жарких и аридных условиях (пустыни, полупустыни, сухие степи) более конкурентоспособными становятся растения, использующие цикл Хетч-Слека (C4-растения) и обладающие диапазоном δ¹³C от -10 до -18 ‰ [O'Leary, 1995]. В исследуемых почвах значения δ¹³C составляют от -27,00 до -23,35 ‰ (см.

рис. 28, 29). Это позволяет утверждать, что органическое вещество почв на протяжении позднеледниковья и голоцена формировалось при поступлении биомассы С3-растений без участия С4-растений, что вполне характерно для умеренного, резко континентального климата, с отрицательными среднегодовыми температурами. Поэтому влияние рассматриваемого фактора на наблюдаемые изменения изотопного состава органического вещества почв исключено.

2) *Изменение концентрации диоксида углерода в атмосфере.* Понижение концентрации CO_2 ведет к уменьшению изотопного фракционирования при фотосинтезе [Feng and Epstein, 1995], что может выражаться в повышении значений $\delta^{13}\text{C}$ продуцируемого органического вещества [Zech et al., 2007]. Исходя из данных, полученных при исследовании ледовых кернов в Антарктике [Moppin et al., 2004], на протяжении голоцена концентрация CO_2 в атмосфере преимущественно возрастала (рис. 29б). В нашем же случае наблюдается тренд к утяжелению изотопного состава углерода органического вещества почв от позднеледниковья к голоцену. Таким образом, изменением концентрации CO_2 в атмосфере не оказывало существенного влияния на изотопный состав углерода исследуемых почв.

3) *Фракционирование изотопов в процессе разложения органического вещества почв.* За счет проявления кинетического изотопного эффекта микробная трансформация органического вещества почв сопровождается преимущественной потерей легких изотопов углерода (^{12}C) и азота (^{14}N) и остаточной аккумуляцией ^{13}C и ^{15}N , что в итоге приводит к «утяжелению» изотопного состава субстрата [Тиунов, 2007; Моргун и др., 2008; Макаров, 2009]. Как правило, обогащенность органического вещества почв ^{13}C возрастает от поверхностных к более глубоким горизонтам и коррелирует с его возрастом, определенным радиоуглеродным методом. В нашем случае подобная закономерность не прослеживается и с увеличением глубины и возраста наблюдается обеднение органического вещества ^{13}C (см. рис. 28, 29). Изменения $\delta^{15}\text{N}$ при минерализации органического вещества выражены гораздо сильнее, чем изменения $\delta^{13}\text{C}$ [Robinson, 2001]. Однако и здесь мы не находим подтверждения тому, что изотопный состав органического вещества исследуемых почв контролируется процессами его разложения – с увеличением $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается облегчение изотопного состава N, при этом возрастает относительная обогащенность гумуса азотом (соотношение C/N) (см. рис. 28, 29), которая теоретически должна снижаться при минерализации органического вещества из-за потери углерода в форме CO_2 .

4) *Динамика теплообеспеченности и увлажненности.* Аридизация и вызванные ей неблагоприятные экологические условия обуславливают специфические фотосинтетические эффекты С3-растительности. Растения реагирует на дефицит влаги сужением устьиц, что приводит к снижению концентраций CO_2 в их тканях, уменьшению изотопного фракционирования и увеличению $\delta^{13}\text{C}$ синтезирующихся органических соединений [Penuelas and Azcon-Bieto, 1992; O'Leary, 1995]. Оптимизация теплообеспеченности и увлажнения способствует повышению активности почвенной биоты, усилению гумификации растительных остатков, что ведет к обогащению почв ^{15}N . В исследуемых

разрезах наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются в слоях отложений, что может быть объяснено аридизацией климата во время их накопления. Понижение $\delta^{13}\text{C}$ отмечается в пределах гумусовых горизонтов почв и совпадает с увеличением $\delta^{15}\text{N}$ и сужением соотношения C/N. Наиболее вероятно, что подобные изменения связаны с повышением биологической активности почв, вызванной увеличением тепло- и влагообеспеченности.

Основываясь на сказанном, есть основания полагать, что изотопный состав углерода и азота исследуемых почв отражает динамику влагообеспеченности территории на протяжении позднеледниковья и голоцена. Наиболее выраженные фазы аридизации проявились на границе позднеледниковья и голоцена, бореально-атлантическом и атлантико-суббореальном рубежах, что согласуется с результатами, полученными при анализе педолитологических данных (см. главу 3).

Учитывая вышесказанное, основной причиной смен периодов устойчивого развития ландшафтов и почвообразования на фазы активизации денудационно-аккумулятивных процессов на исследуемой территории являлась динамика влагообеспеченности. Для дополнительного подтверждения сказанного проведем корреляцию результатов по Куйтунскому межгорному понижению с данными по Селенга-Хилокскому геоморфологическому району, Тугнуйской котловине и прилегающим территориям.

На основании материалов, полученных в бассейне р. Куйтунки, нами составлена сводная хронологическая схема периодов почвообразования и осадконакопления (см. рис. 27*д*). Выделены основные временные интервалы развития осадконакопления и педогенеза, объединенные в три группы (см. рис. 27, Приложение 1): 1) периоды интенсивного развития экзогенных (эрозионно-аккумулятивных, эоловых, флювиальных и криогенных) процессов и осадконакопления; 2) периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования; 3) периоды активного педогенеза.

На территории Куйтунского межгорного понижения по результатам изучения почвенно-седиментационных серий выделяется четыре основных периода почвообразования и осадконакопления и соответствующих им изменений природно-климатических обстановок.

Позднеледниковый период (15,0 – 11,7 тыс. кал. л.н.). В это время происходит деградация многолетней мерзлоты, отмечаются контрастные смены климатических условий. Выделено три фазы педогенеза (14,5 – 14,1, 14,0 – 13,3 и 13,0 – 12,6 тыс. кал. л.н.) и соответствующие им стадии потепления и увлажнения климата, во время которых происходило формирование органо-аккумулятивных и криометаморфических почв. Предполагается их формирование в лесостепных условиях при невысокой теплообеспеченности и относительно высокой увлажненности. В периоды похолоданий и аридизации климата (15,0 – 14,5, 14,1 – 14,0, 13,3 – 13,0 и 12,6 – 11,7 тыс. кал. л.н.) почвообразование прерывалось активизацией криогенных, эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов, которые наиболее интенсивно проявились на рубеже плейстоцена и голоцена (12,6 – 11,7 тыс. кал. л.н.).

Раннеголоценовый период (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.), для которого характерна достаточно сложная и динамичная природно-климатическая обстановка. Кратковременные фазы увлажнения и активного почвообразования прерывались этапами активизации денудационно-аккумулятивных процессов, способствовавших перекрытию почв эолово-делювиальными отложениями. Данный временной промежуток характеризовался возрастающей аридизацией климата, следы которой проявляются в виде высококарбонатных отложений эолового генезиса. Максимальной сухости климат достиг на границе бореального и атлантического периодов. Формирование раннеголоценовых маломощных органо-аккумулятивных почв происходило в условиях степи/лесостепи при большей теплообеспеченности и меньшей увлажненности в сравнении с почвами, сформированными в позднеледниковье. Наиболее оптимальные для почвообразования условия отмечаются в первой половине пребореального периода (11,7 – 11 тыс. кал. л.н.), характеризовавшегося повышенным увлажнением. В это время происходило формирование темногумусовых почв и черноземов глинисто-иллювиальных.

Среднеголоценовый (8,8 – 4,7 тыс. кал. л.н.) и *средне-позднеголоценовый* (4,7 – 0 тыс. кал. л.н.) периоды отличались наиболее стабильной ландшафтно-климатической обстановкой, что выразилось как в формировании полноразвитых почв, так и в стабилизации эрозионно-аккумулятивных форм рельефа. Периоды характеризовались высокой теплообеспеченностью при незначительном увлажнении. В атлантическом периоде (8,8 – 6,9 тыс. кал. л.н.) под степной растительностью сформировались относительно мощные темногумусовые и черноземные почвы. Активизация денудационно-аккумулятивных процессов на границе атлантического и суббореального периодов (6,9 – 4,7 тыс. кал. л.н.) вызвала их погребение. Результатом последующей стадии педогенеза стало формирование черноземов. Почвы формировались под степной растительностью в условиях довольно сухого климата. На данном этапе сложились основные черты современного почвообразования территории исследования.

Последние 1000 лет в бассейне р. Куйтунки почвообразование подавляется интенсивным развитием процессов седиментации вследствие возросшей антропогенной нагрузки на ландшафты, а также некоторой аридизации климата. В результате на многих участках полноразвитые почвы, формировавшиеся в большинстве случаев с суббореального периода, погребаются под толщей гумусированных слоистых делювиальных отложений.

Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность почвообразования отразились на интенсивности педогенеза, строении и мощности погребенных почв. Оценка и сравнение интенсивности педогенеза на разных временных промежутках позднеледниковья и голоцена выполнена с учетом критериев, предложенных В.С. Зыкиной и В.С. Зыкиным [2012], а именно: а) дифференциация профиля на генетические горизонты; б) мощность профиля и диагностических горизонтов; в) степень проявления элементарных почвообразовательных процессов (гумусонакопление, лессиваж, аккумуляция и выщелачивание карбонатов); г) наличие новообразований.

Интенсивность педогенеза в 1 балл характеризует отложения, проработанные инициальным почвообразованием или не проработанные им. Два балла характеризуют интенсивность педогенеза погребенных почв, профиль которых слабо дифференцирован на генетические горизонты и имеет малую мощность. Три балла предполагает большую мощность гумусового горизонта и наличие срединного горизонта. Почва с интенсивностью педогенеза в четыре балла имеет стандартный набор всех типодиагностических горизонтов, характерный для определенного типа почвообразования. Интенсивность педогенеза в пять баллов характеризует почвы, имеющие хорошо сформированные классические для определенного типа почвообразования профили, более зрелые по сравнению с современными почвами [Зыкина, Зыкин, 2012].

4.2. Междуречье Селенги и Чикоя

Исследования, проведенные нами на междуречье Селенги и Чикоя, позволяют говорить о следующем характере ландшафтно-климатических изменений на данной территории.

Для *позднеледникового интервала* (15,0 – 11,7 тыс. кал. л.н.) характерны контрастные смены климатических условий. Его начало и завершение совпадают с периодами аридизации и активного развития эоловых и эрозионно-аккумулятивных процессов. Увлажнение климата в интервале ~ 14,0 – 12,9 тыс. кал. л.н. привело к активизации педогенеза. Почвы формировались в относительно влажных условиях северной лесостепи/тайги при незначительной теплообеспеченности. Большое влияние на их формирование оказывала многолетняя мерзлота.

Потепление, произошедшее в *раннем голоцене* (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.), привело к деградации мерзлоты, увеличению мощности деятельного слоя и, как следствие, к активизации эрозионно-аккумулятивных процессов. На данном этапе происходит заложение современной эрозионной сети. Наиболее интенсивное осадконакопление, связанное со снижением влагообеспеченности, отмечается ~ 10,5 – 9,4 тыс. кал. л.н. Во временном интервале 9,4 – 8,6 тыс. кал. л.н., коррелирующем с повышением увлажненности, отмечается активное развитие процессов почвообразования, формировались каштановые почвы.

Аридизация, отмечаемая на прилегающих территориях в *среднем голоцене* (8,8 – 3,4 тыс. кал. л.н.), отразилась и на развитии экзогенных процессов исследуемой территории. На протяжении 8,6 – 3,4 тыс. кал. л.н. денудационно-аккумулятивные процессы протекали довольно интенсивно, затухая в периоды педогенеза, наиболее выраженные из которых проявились 6,9 – 5,9 и 4,9 – 3,6 тыс. кал. л.н. Формирование отложений и почв проходило в относительно сухом климате, преимущественно под степными ландшафтами.

Высокая динамичность эрозионно-аккумулятивных форм рельефа была характерна и для *позднеголоценового интервала* (3,4 – 0 тыс. кал. л.н.), что служило основным ограничивающим фактором для почвообразования. Для данного временного промежутка характерно формирование стратоземов, мало-мощных органо-аккумулятивных и слаборазвитых почв.

4.3. Корреляция выявленных ландшафтно-климатических изменений

При сравнении выделенных периодов в центральной части Селенгинского среднегорья с данными по колебаниям увлажненности в северной части Монголии и в Байкальском регионе [Wang, Feng, 2013; Zhang et al., 2012; Fukumoto et al., 2014] (рис. 30) обнаруживаются следующие закономерности.

Как правило, фазы увлажнения коррелируют с выделенными нами периодами почвообразования. Есть, однако, и исключения. Так периоды педогенеза 7,8 – 5,4 и 3,0 – 2,7 тыс. кал. л.н. протекали при существенном снижении увлажненности во второй половине атлантического и финале суббореального периодов, соответственно. Учитывая то, что в основу выделения фаз увлажнения и аридизации (см. рис. 30 *а, з*) положены данные спорово-пыльцевого анализа донных отложений, динамики их накопления, водности озер, распределения комплексов диатомовых, причиной подобных расхождений может быть неодинаковая чувствительность различных природных объектов к изменениям климатических параметров. Предложенное объяснение подтверждается лучшей сходимостью наших данных с педолитологическими данными по северной и центральной Монголии [Feng et al., 2007; Lehmkuhl et al., 2011, 2012] (см. рис. 30 *е, ж, з, и*).

Кроме этого, высокая пространственная неоднородность физико-географических условий исследуемой территории могла обусловить неодинаковый отклик ландшафтов в разных ее частях на климатические изменения. Исходя из сказанного, мы относим к региональным климатическим изменениям те, которые нашли отражение в периодах почвообразования или осадконакопления, синхронных в большинстве исследуемых разрезов. Изменения, фиксирующиеся в отдельных разрезах, мы принимаем за обусловленные локальными факторами (различия в режимах функционирования эрозионно-аккумулятивных форм рельефа).

Наиболее ярко региональные климатические изменения выразились в этапах педогенеза, корреспондирующих с повышением увлажненности (см. рис. 30) в интервалах 11,7 – 10,5; 9,4 – 8,3 и 4,8 – 3,6 тыс. кал. л.н. Отчетливо проявился период почвообразования 7,8 – 5,4 тыс. кал. л.н., однако протекал он при заметно меньшей влагообеспеченности, время его начала и окончания существенно варьирует в зависимости от местоположения. Региональные фазы аридизации находят отражение в повышении интенсивности денудационно-аккумулятивных процессов на границе позднеледниковья и голоцена (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.), в первой половине бореального (10,5 – 9,4 тыс. кал. л.н.) и атлантического (8,3 – 7,8 тыс. кал. л.н.) периодов, начале (5,4 – 4,8 тыс. кал. л.н.) и второй половине (3,6 – 3,0 тыс. кал. л.н.) суббореального периода. Довольно отчетливо проявились на исследуемой территории климатические колебания позднеледниковья, отразившиеся как в периодах педогенеза (см. рис. 30), так и в донных отложениях оз. Котокель [Безрукова и др., 2011], оз. Арахлей [Решетова и др., 2013] и других записях.

Менее выраженные климатические изменения отражены в периодах почвообразования, приходящихся на финал суббореального (3,0 – 2,7 тыс. кал. л.н.) и первую половину субатлантического (2,6 – 1,0 тыс. кал. л.н.) периода.

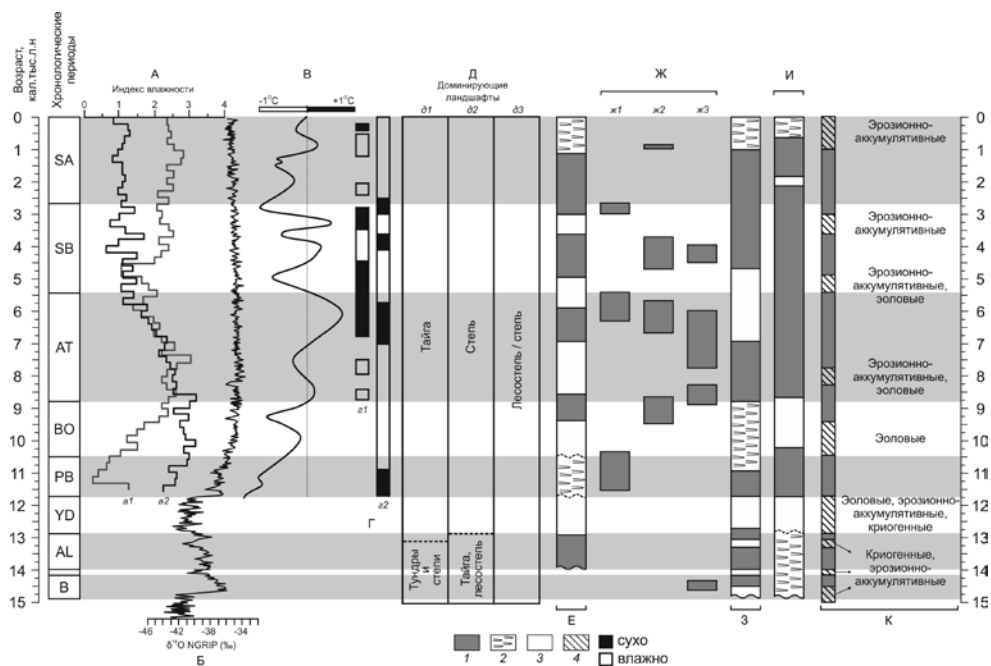


Рис. 30. Корреляционная схема основных периодов почвообразования и осадконакопления в центральной части Селенгинского среднегорья и динамики ландшафтно-климатических условий Байкальского региона и Монголии в позднеледниковье и голоцене.

А – динамика увлажнения в северной части Монголии (a1) и Байкальском регионе (a2) [Wang, Feng, 2013]; Б – изотопно-кислородная шкала NGRIP [NGRIP members, 2004]; В – динамика условий теплообеспеченности в Прибайкалье [Воробьева, 1994]; Г – смены сухих и влажных периодов в северной части Монголии [Fukumoto et al., 2014] (z1) и [Zhang et al., 2012] (z2); Д – ландшафты, доминировавшие в позднеледниковье и голоцене в Байкальском регионе (d1) [Tarasov et al., 2007], на междуречье Селенги и Чикоя (d2, данная работа) и в пределах бассейна р. Куйтунки и Тугнуйской котловины (d3, данная работа); Е – сводная схема периодов почвообразования и осадконакопления на междуречье Селенги и Чикоя (данная работа); Ж – основные периоды педогенеза в северной и центральной Монголии по [Lehmkuhl et al., 2012] (ж1), [Lehmkuhl et al., 2011] (ж2), [Feng et al., 2007] (ж3); З – сводная схема периодов педогенеза и осадконакопления в Куйтунском межгорном понижении (данная работа); И – основные периоды педогенеза и осадконакопления в Тугнуйской котловине (данная работа); К – основные периоды почвообразования и осадконакопления в центральной части Селенгинского среднегорья и ведущие экзогенные процессы. Периоды: 1 – интенсивного педогенеза; 2 – малоинтенсивного прерывистого почвообразования; 3 – интенсивного развития экзогенных процессов; 4 – активизации экзогенных процессов в центральной части Селенгинского среднегорья и на сопредельных территориях.

На протяжении последней тысячи лет практически во всех исследуемых разрезах формировались педоседименты с маломощными органо-аккумулятивными и слабо развитыми почвами, что позволяет рассматривать данный интервал как период малоинтенсивного прерывистого почвообразования.

Резюмируя сказанное, приведем временные рамки основных периодов почвообразования, проявившихся за последние 15 тыс. кал. л.н. в центральной части Селенгинского среднегорья и на сопредельных территориях: 14,5 – 14,1; 14,0 – 13,3; 13,0 – 12,9; 11,7 – 10,5; 9,4 – 8,3; 7,8 – 5,4; 4,8 – 3,6 и 3,0 – 1,0 тыс. кал. л.н. Периоды активизации экзогенных процессов проявились в интервалах 15,0 – 14,5; 14,1 – 14,0; 13,3 – 13,0; 12,9 – 11,7; 10,5 – 9,4; 8,3 – 7,8; 5,4 – 4,8; 3,6 – 3,0; 1,0 – 0 тыс. кал. л.н. (см. рис. 30 к). При этом специфика их протекания на разных временных промежутках заметно отличалась, что фиксируется в строении, литологическом и вещественном составе коррелятивных отложений.

Так, в течение позднеледниковых периодов (15 – 14,5; 14,1 – 14,0; 13,3 – 13,0 и 12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.) (см. рис. 30 к) ведущими экзогенными процессами были криогенные и эрозионно-аккумулятивные, что проявилось в аккумуляции на конусах выноса, предгорных шлейфах и днищах балок делювиально-пролювиальных отложений, впоследствии нарушенных криогенезом. Более длительный этап, соответствующий позднему дриасу (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.), был отмечен интенсивным протеканием также и эоловых процессов.

Период активизации преимущественно эоловых процессов 10,5 – 9,4 тыс. кал. л.н. находит отражение в аккумуляции высококарбонатных супесей и суглинков практически во всех исследуемых разрезах, что, вероятно, связано с наиболее сильной аридизацией климата в указанном временном промежутке.

В среднем голоцене (8,3 – 7,8 и 5,4 – 4,8 тыс. кал. л.н.) (см. рис. 30 к) интенсивность эоловых процессов ослабевает и ведущую роль в экзогенном рельефообразовании начинают играть эрозионно-аккумулятивные процессы, благодаря чему в исследуемых разрезах накапливаются преимущественно делювиально-пролювиальные отложения, снижается их карбонатность. Указанная тенденция характерна и для позднего голоцена, где этапы активизации эрозионно-аккумулятивных процессов проявились 3,6 – 3,0 и 1 – 0 тыс. кал. л.н.

Обращает на себя внимание факт лучшей выраженности периодов активизации экзогенных процессов в южных районах среднегорья, на севере и в центральной части Монголии. Некоторые из этих периодов не нашли отражения в Куйтунском межгорном понижении и Тугнуйской котловине, вследствие чего периоды педогенеза здесь были продолжительнее (см. рис. 30 е, ж, з, и). Это позволяет говорить о полихронности в развитии экзогенных процессов и почвообразования, проявившейся в лучшей выраженности этапов активизации осадконакопления в более засушливых южных районах Селенгинского среднегорья. В то же время в более влажных климатических условиях центральной части среднегорья возрастает продолжительность периодов почвообразования.

Мы полагаем, что в основе данного явления лежит неоднородность ландшафтно-климатических условий Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене. Согласно нашим материалам, формирование почв в пределах Куйтунского межгорного понижения и Тугнуйской котловины проходило преимущественно под лесостепными ландшафтами, уступавшими место степным в фазы аридизации. Такие условия были характерны для

данной территории на протяжении последних 15 тыс. лет. В то же время, развитие почв на междуречье Селенги и Чикоя в голоцене проходило в довольно сухом климате, преимущественно под степными ландшафтами, замесившими таежные и/или лесостепные, формировавшиеся в позднеледниковье.

Наиболее вероятно, что общее повышение теплообеспеченности территории в голоцене сказалось на увеличении испаряемости и снижении влагообеспеченности. Это вызвало расширение ареалов степных ландшафтов в южной части среднегорья и, в конечном итоге, привело к повышению ландшафтной неоднородности территории по сравнению с позднеледниковьем. Степные ландшафты формируются в более засушливых условиях и, соответственно, они более чувствительны к смене климатических параметров, нежели чем лесостепные. Как следствие, и эрозионно-аккумулятивные формы рельефа в относительно сухих степных условиях отличаются повышенной динамичностью, что выразилось в более четкой выраженности периодов активизации экзогенных процессов в южной части среднегорья.

Выявленные нами особенности ландшафтно-климатических изменений в Селенгинском среднегорье за последние 15 тыс. лет заметно отличаются от данных по динамике растительности на протяжении позднеледниковья и голоцена в Байкальском регионе [Tarasov et al., 2007] (см. рис. 30 д). Согласно [Tarasov et al., 2007] степи имели минимальное распространение в регионе на протяжении голоцена, постепенно уступая место таежной растительности начиная с позднеледниковья. Согласно нашим данным, лесостепные и степные ландшафты имели широкое распространение в Селенгинском среднегорье. Начиная с голоцена в южной части среднегорья ареалы степных ландшафтов расширяются.

Подобные изменения существенно отличают территорию Селенгинского среднегорья от Прибайкалья и в гораздо большей степени сближают ее с севером Монголии, где степная и лесостепная растительность преобладала на протяжении голоцена [Вишпер и др., 1978; Tarasov et al., 2000].

4.4. Оценка интенсивности осадконакопления

Оценка интенсивности осадконакопления на протяжении последних 15 тыс. лет выполнена нами на основании детального изучения и датирования разрезов отложений в бассейне р. Куйтунки (Надеино, Нижняя Буланка, Куйтун). Значительные мощности отложений и большое количество радиоуглеродных датировок позволяют рассчитать средние скорости аккумуляции и выделить этапы с различными темпами почвообразования и осадконакопления (рис. 31).

В целом для отложений оврагов, балок, конусов выноса характерно два типа диаграмм изменения скоростей. Первый – это тренд плавного снижения темпов аккумуляции с позднего неоплейстоцена до настоящего времени, который отражает естественное ритмичное развитие эрозионных систем. При этом в отдельные этапы скорости седиментации могут достигать 2,5 – 3,0 мм/год.

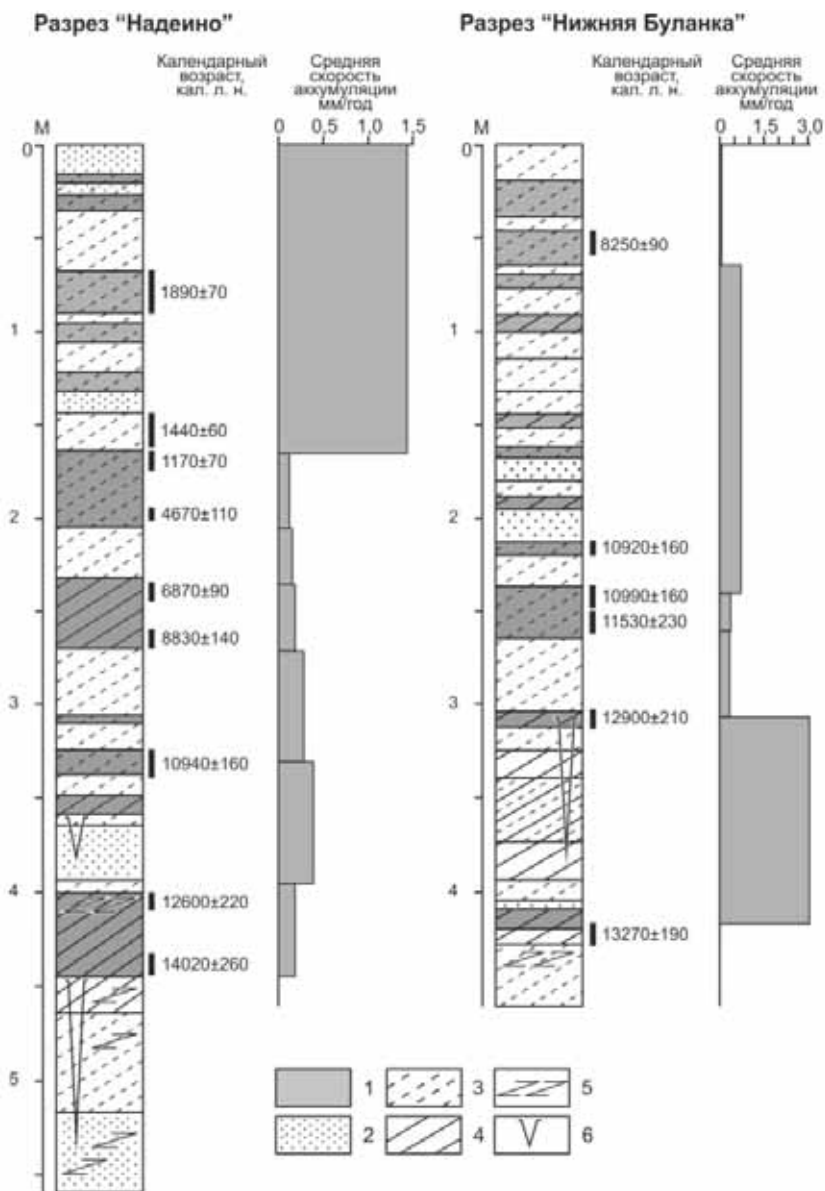


Рис. 31. Изменения скоростей аккумуляции отложений разрезов Надеино и Нижняя Буланка на протяжении позднеледниковья и голоцена.
Усл. обозн. – см. рис. 9.

Для периодов почвообразования эти величины не превышают 0,37 мм/год. Для второго типа характерно резкое увеличение темпов аккумуляции за последние 200 – 300 лет, связанное с поступлением продуктов смыва, размыва почв вследствие ускоренной эрозии и седиментации.

Результаты исследования разрезов отложений в бассейне р. Куйтунки свидетельствуют о больших различиях в темпах эрозионно-аккумулятивных процессов. По результатам расчета средних скоростей аккумуляции для эрозионных форм рельефа и конусов выноса установлено, что при величинах 0,06 – 0,3 мм/год происходит активизация процессов почвообразования. Слой почвы мощностью 10 см в горных лесостепных ландшафтах Западного Забайкалья формируется в течение 300 – 2000 лет (в среднем 1000 лет).

При темпах осадконакопления 0,3 – 0,6 мм/год отлагаются осадки, чередующиеся с маломощными гумусовыми горизонтами погребенных почв. Если скорости аккумуляции составляют 0,6 – 1,0 мм/год происходит накопление отложений различных генетических типов без признаков почвообразования. Темпы осадконакопления выше 1 мм/год отражают этапы аккумуляции песков, супесей с включением дресвы и щебня вследствие активного поступления продуктов смыва и размыва со склонов и из русел временных водотоков. Для новейшего этапа, связанного с ускоренной эрозией и аккумуляцией скорости аккумуляции могут достигать десятков см/год [Баженова и др., 1997; Рыжов, 2009]. В целом, полученные результаты хорошо согласуются с данными по темпам аккумуляции наносов на поймах рек, торфонакопления и озерной аккумуляции [Александровский, 2004; Александровский, Александровская, 2005; Базарова и др., 2008, 2011; Bezrukova et al., 2011; Макаров, 2011].

Помимо скоростей седиментации в эрозионных формах и на конусах выноса важна продолжительность этих процессов. Для формирования почвы, разделенной на генетические горизонты, необходимо не менее 500 – 1000 лет [Геннадиев, 1990]. Длительность почвообразования в ландшафтах Селенгинского среднегорья по данным радиоуглеродного датирования подшвы и кровли ископаемых почв колеблется от 300 до 3500 лет. Продолжительность аккумуляции отложений в эрозионных формах рельефа и на конусах выноса составляет 70 – 2000 лет в зависимости от их габаритов и активности экзогенных процессов.

Выводы

1. Осадконакопление и почвообразование в позднеледниковье и голоцене в Селенгинском среднегорье развивались ритмично, согласно изменениям природно-климатических условий. Периоды активизации экзогенных (эрозионно-аккумулятивных, эоловых, криогенных) процессов, как правило, приходились на фазы аридизации и похолодания, интенсификация педогенеза происходила преимущественно в фазы увлажнения и потепления.

2. Наиболее контрастные смены климатических условий отмечаются для позднеледникового интервала (15,0 – 11,7 тыс. кал. л.н.). Выделено три фазы педогенеза (14,5 – 14,1; 14,0 – 13,3 и 13,0 – 12,9 тыс. кал. л.н.) и соответствующие им стадии потепления и увлажнения климата, во время которых происходило формирование органо-аккумулятивных, криометаморфических и криогенно-железистых почв. В периоды похолоданий и аридизации климата (15,0 – 14,5; 14,1 – 14,0; 13,3 – 13,0 и 12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.) почвообразование прерывалось активизацией криогенных, эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов, которые наиболее интенсивно проявились на рубеже плейстоцена и голоцена (12,9 – 11,7 тыс. кал. л.н.).

3. В раннем голоцене (11,7 – 8,8 тыс. кал. л.н.) природно-климатическая обстановка Селенгинского среднегорья оставалась достаточно сложной и динамичной. Наиболее оптимальные для почвообразования условия отмечаются во временном промежутке 11,7 – 10,5 тыс. кал. л.н., характеризовавшегося повышенным увлажнением. В это время происходило формирование темногумусовых почв и черноземов глинисто-иллювиальных. В интервале 10,5 – 9,4 тыс. кал. л.н. отмечается фаза аридизации и усиление активности эоловых процессов. Снижение их интенсивности началось 9,4 тыс. кал. л.н., что выразилось в формировании полноразвитых почв и в стабилизации эрозионно-аккумулятивных форм рельефа вплоть до 8,3 тыс. кал. л.н.

4. Средний голоцен (8,8 – 2,7 тыс. кал. л.н.) в центральной части Селенгинского среднегорья характеризовался относительно высокой теплообеспеченностью при незначительном увлажнении, постепенно снижающемся на протяжении атлантического периода. На этом фоне отчетливо проявились периоды активизации эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов 8,3 – 7,8; 5,4 – 4,8 и 3,6 – 3,0 тыс. кал. л.н. Фазы педогенеза, во время которых формировались черноземы, каштановые и органо-аккумулятивные почвы, отмечаются в интервалах 7,8 – 5,4 и 4,8 – 3,6 тыс. кал. л.н.

5. В позднем голоцене (2,7 кал. тыс. л.н. – современность) активность проявления процессов смыва, размыва и седиментации была ниже, чем на предшествующих этапах. Продолжалось почвообразование, начавшееся в большинстве случаев со второй половины среднего голоцена (с 4,8 тыс. кал. л.н.). Последние 1000 лет в центральной части Селенгинского среднегорья почво-

образование подавляется интенсивным развитием процессов седиментации преимущественно вследствие возросшей антропогенной нагрузки на ландшафты, а также некоторой аридизации климата. Ведущими в рельефообразовании становятся эрозионно-аккумулятивные процессы, в результате чего полноразвитые почвы, формировавшиеся на протяжении суббореального и субатлантического периодов, погребаются под толщей гумусированных слоистых делювиальных отложений.

6. Анализ особенностей строения и хронологии развития почвенно-седиментационных серий свидетельствует об унаследованном развитии форм рельефа и экзогенных процессов начиная, по крайней мере, с позднеледниковья и раннего голоцена.

7. Территория Селенгинского среднегорья на протяжении последних 15 тыс. лет характеризовалась значительной ландшафтно-климатической неоднородностью. В позднеледниковье формирование почв проходило преимущественно под лесостепными и таежными ландшафтами. Повышение теплообеспеченности территории в голоцене сказалось на увеличении испаряемости и снижении влагообеспеченности, в связи с чем, в южных районах среднегорья степные ландшафты замещают южнотаежные и лесостепные. В межгорных понижениях центральной части доминировали лесостепные ландшафты, сменявшиеся степными в фазы аридизации. Подобные изменения существенно отличают территорию Селенгинского среднегорья от Прибайкалья и в большей степени сближают ее с севером Монголии, где степная и лесостепная растительность преобладала на протяжении голоцена.

8. Выявлена полихронность в развитии экзогенных процессов и почвообразования, проявившаяся в лучшей выраженности этапов активизации осадконакопления в более засушливых южных районах Селенгинского среднегорья. В то же время в более влажных климатических условиях центральной части среднегорья возрастает продолжительность периодов почвообразования.

9. В ландшафтах Селенгинского среднегорья процессы почвообразования активизируются при темпах осадконакопления 0,06 – 0,37 мм/год. Время формирования почв составляет 300 – 3500 лет. В диапазоне скоростей 0,3 – 0,6 мм/год почвообразование не успевает проработывать поступающие наносы – формируются делювиально-пролювиальные и эоловые отложения со слабовыраженными признаками педогенеза. При темпах аккумуляции 0,6 – 1,0 мм/год и более происходит накопление супесей, песков с включением дресвы и щебня без признаков почвообразования. Фазы аккумуляции отложений имеют продолжительность от 70 до 2000 лет.

Литература

- Адаменко О.М. Малые аккумулятивные равнины / О.М. Адаменко // Проблемы экзогенного рельефообразования. - М.: Наука, 1976. - Кн. II. - С. 186-190.
- Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене / А.Л. Александровский - М.: Наука, 1983. - 150 с.
- Александровский А.Л. Отражение природной среды в почве / А.Л. Александровский // Почвоведение. - 1996. - № 3. - С. 277-287.
- Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины / А.Л. Александровский // Почвоведение. - 2004. - № 11. - С. 1285-1295.
- Александровский А.Л. Эволюция почв и географическая среда / А.Л. Александровский, Е.И. Александровская - М.: Наука, 2005. - 223 с.
- Алифанов В.М. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез / В.М. Алифанов, Л.А. Гугалинская // Почвоведение. - 2005. - № 3. - С. 309-315.
- Антощенко-Оленев И.В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья / И.В. Антощенко-Оленев - Новосибирск: Наука, 1982. - 158 с.
- Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв / Е.В. Аринушкина - М.: Изд-во Московского университета, 1970. - С. 166-167.
- Арсланов Х.А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена / Х.А. Арсланов // Радиоуглерод. - Вильнюс, 1971. - С. 205-214.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология / Х.А. Арсланов - Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1987. - 300 с.
- Арсланов Х.А. К вопросу о датировании современных почв радиоуглеродным методом / Х.А. Арсланов, М.Г. Козырева // Северо-Запад Европейской части СССР. - Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1976. С. 99-113.
- Архипов С.А. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири / С.А. Архипов, В.С. Волкова - Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1994. - 105 с.
- Афониная П.И. Роль климатических факторов в образовании эрозии почв в Бурятии / П.И. Афониная // Эрозия почв в Бурятской АССР. - Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1964. - С. 195-200.
- Баженова О.И. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири / О.И. Баженова, Е.М. Любцова, Ю.В. Рыжов, С.А. Макаров - Новосибирск: Наука. Сибирское предприятие РАН, 1997. - 208 с.
- Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья / Д.-Д.Б. Базаров - Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1968. - 156 с.
- Базаров Д.-Д.Б. Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья / Д.-Д.Б. Базаров, М.В. Константинов, А.Б. Иметхенов, Л.Д. Базарова, В.В. Савинова - Новосибирск: Наука, 1982. - 161 с.
- Базарова В.Б. Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере изучения поймы р. Иля) / В.Б. Базарова, Л.М. Мохова, М.А. Климин, Л.А. Орлова, К.Ю. Базаров // Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49. - № 12. - С. 1294-1303.

Базарова В.Б. Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) / В.Б. Базарова, Т.А. Гребенникова, Л.М. Мохова, Л.А. Орлова // Геология и геофизика. - 2011. - № 3. - С. 426-438.

Безрукова Е.В. Палинология позднеледниковых и голоценовых отложений озера Байкал / Е.В. Безрукова // География и природные ресурсы. - 1998. - № 3. - С. 54-61.

Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене / Е.В. Безрукова - Новосибирск: Наука, 1999. - 128 с.

Безрукова Е.В. История распространения лесной растительности на восточном побережье озера Байкал в позднеледниковье и голоцене / Е.В. Безрукова, А.А. Абзаева, К.Е. Вершинин, С.М. Крапивина // География и природные ресурсы. - 2002. - № 2. - С. 68-74.

Безрукова Е.В. Первые детальные датированные записи изменений растительности и климата Северного Прибайкалья в среднем-позднем голоцене / Е.В. Безрукова, А.В. Белов, А.А. Абзаева, П.П. Летунова, Л.А. Орлова, Л.П. Соколова, Н.В. Кулагина, Е.Э. Фишер // Доклады РАН. - 2006. - Т. 411. - № 2. - С. 254-258.

Безрукова Е.В. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем-позднем голоцене / Е.В. Безрукова, Л.В. Данько, В.А. Снытко, П.П. Летунова, Л.А. Орлова, С.Б. Кузьмин, К.Е. Вершинин, А.А. Абзаева, А.П. Сизых, О.М. Хлыстов // Доклады РАН. - 2005. - Т. 401. - № 1. - С. 100-104.

Безрукова Е.В. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников / Е.В. Безрукова, С.К. Кривоногов, А.А. Абзаева, К.Е. Вершинин, П.П. Летунова, Л.А. Орлова, Х. Такахара, Н. Миэши, Т. Накамура, С.М. Крапивина, К. Кавамура // Геология и геофизика. - 2005. - Т. 46. - № 1. - С. 21-33.

Безрукова Е.В. Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций / Е.В. Безрукова, В.Д. Мац, П.П. Летунова, Т. Накамура, Ш. Фудзии // Геология и геофизика. - 1996. - № 12. - С. 78-92.

Безрукова Е.В. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) / Е.В. Безрукова, П.Е. Тарасов, Н.В. Кулагина, А.А. Абзаева, П.П. Летунова, С.С. Кострова // Геология и геофизика. - 2011. - Т. 52. - № 4. - С. 586-595.

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области / В.Г. Беличенко - Новосибирск: Наука, 1977. - 134 с.

Белов А.В. Растительность Прибайкалья как индикатор глобальных и региональных изменений природных условий Северной Азии в позднем кайнозое / А.В. Белов, Е.В. Безрукова, Л.П. Соколова, А.А. Абзаева, П.П. Летунова, Е.Э. Фишер, Л.А. Орлова // География и природные ресурсы. - 2006. - № 3. - С. 5-18.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири / В.А. Белова - Новосибирск: Наука, 1985. - 160 с.

Белова В.А. Растительность Восточной Сибири в голоцене / В.А. Белова, Е.М. Барышева, В.Г. Кольцова, Т.К. Кутафьева, М.В. Никольская, Л.Н. Савина // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 64-70.

Болонев Ф.Ф. Семейские: Историко-географические очерки / Ф.Ф. Болонев - Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1992. - 224 с.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое / И.И. Борзенкова - Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. - 247 с.

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений / Б.А. Борисов // Регион. геология и металлогения. - 2010. - № 41. - С. 26-28.

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене / О.К. Борисова // Известия РАН. Серия географическая. - 2014. - № 2. - С. 5-20.

Борисяк А.А. Геологический очерк Сибири / А.А. Борисяк - Пг.: Изд-во М. и С. Сабашниковых, 1923. - 140 с.

Вадюнина А.Ф. Методы исследования физических свойств почв / А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина - М.: Агропромиздат, 1986. - 416 с.

Васильчук Ю.К. Рубеж плейстоцена и голоцена – около 10 тысяч лет назад – время коренной смены типичных геокриологических образований / Ю.К. Васильчук // Криосфера Земли. - 2012. – Т. XVI. - № 3. - С. 29-38.

Веклич М.Ф. Основы палеоландшафтоведения / М.Ф. Веклич - Киев: Наукова думка, 1990. - 192 с.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене / А.А. Величко - М.: Наука, 1973. - 254 с.

Величко А.А. Голоцен как элемент общепланетарного природного процесса / А.А. Величко // Палеоклимат позднеледниковья и голоцена. - М.: Наука, 1989. - С. 5-12.

Величко А.А. Изменение климата за последнее тысячелетие на фоне климатических вариаций в голоцене / А.А. Величко, В.А. Климанов, Ю.М. Кононов // Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий: проблема Киотского протокола. - М.: Наука, 2006. - С. 306-340.

Величко А.А. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины / А.А. Величко, Т.Д. Морозова // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. - М.: Наука, 1975. - С. 102-122.

Вишпер П.Б. Последледниковая история ландшафтов в Забайкалье / П.Б. Вишпер // Доклады АН СССР. - 1962. - Т. 145. - № 4. - С. 871-874.

Вишпер П.Б. История развития растительности Северной Монголии в голоцене / П.Б. Вишпер, Н.И. Дорофеюк, Е.П. Метельцева, В.Т. Соколовская // География и динамика растительного и животного мира МНР. - М.: Наука, 1978. - С. 19-24.

Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы / В.И. Волковинцер - Новосибирск: Наука, 1978. - 206 с.

Воробьева Г.А. Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене / Г.А. Воробьева // Материалы совещания «Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата». - Иркутск, 11-17 мая 1994 г. - Иркутск: ЛИСНА, 1994. - Т.2. - С. 54-55.

Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв / Г.А. Воробьева - Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. - 205 с.

Воропай Л.И. Изучение погребённых почв пойм как метод выявления закономерностей развития ландшафтов / Л.И. Воропай, Н.А. Куница // Материалы конференции «Антропогенные ландшафты центральной черноземной области и прилегающих территорий». - Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1972. - С. 51-53.

Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири / С.С. Воскресенский - М.: Изд-во МГУ, 1962. - 362 с.

Выркин В.Б. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье / В.Б. Выркин // География и природные ресурсы. - 2010. - № 3. - С. 25-32.

Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. Азиатская часть / Н.А. Гвоздецкий, Н.И. Михайлов - М.: Мысль, 1978. - 512 с.

Геннадиев А.Н. Почвы и время: Модели развития / А.Н. Геннадиев - М.: Изд-во МГУ, 1990. - 230 с.

Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения / И.П. Герасимов - М.: Наука, 1976. - 298 с.

- Герасимов И.П. Лёссовобразование и почвообразование / И.П. Герасимов // Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. - М.: Наука, 1976б. - С. 148-155.
- Гитерман Р.Е. История развития растительности Восточной Сибири в антропогене / Р.Е. Гитерман, Л.В. Голубева // Основные проблемы изучения четвертичного периода. - М.: Наука, 1965. - С. 365-375.
- Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР / М.А. Глазовская - М.: Высшая школа, 1988. - 328 с.
- Глазовская М.А. Педолитогенез и континентальные циклы углерода / М.А. Глазовская - М.: Книжный дом «Либроком», 2009. - 336 с.
- Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири / Под ред. А.П. Деревянко. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. - 511 с.
- ГОСТ 26107-84. Почвы. Методы определения общего азота. - М.: Государственный комитет СССР по стандартам, 1984. - 10 с.
- Гугалинская Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины: автореф. дис ... докт. биол. наук: 03.00.27 / Гугалинская Любовь Анатольевна. - Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. - 44 с.
- Данько Л.В. Принципы интеграционных исследований горных ландшафтов Прибайкалья / Л.В. Данько // Структура, функционирование и эволюция горных ландшафтов Западного Прибайкалья. - Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. - С. 3-10.
- Данько Л.В. Эволюция почв экотона тайги и степи Прибайкалья в голоцене / Л.В. Данько // География и природные ресурсы. - 2009. - № 4. - С. 17-25.
- Данько Л.В. Реконструкция развития геосистем Приморского хребта во второй половине голоцена / Л.В. Данько, Е.В. Безрукова, Л.А. Орлова // География и природные ресурсы. - 2009. - № 3. - С. 48-55.
- Дедков А.П. Эрозия в аридных зонах / А.П. Дедков // Геоморфология. - 1998. - № 4. - С. 3-12.
- Дергачева М.И. Проблемы и методы изучения ископаемых почв / М.И. Дергачева, В.С. Зыкина, И.А. Волков - Новосибирск: Изд-во Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. - 79 с.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет: атлас-монография. Вып. 2: Общая палеогеография // Под ред. А. А. Величко. - М.: ГЕОС, 2002. - 232 с.
- Добровольский Г.В. Почвы речных пойм центра Русской равнин / Г.В. Добровольский - М.: Изд-во МГУ, 1968. - 296 с.
- Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области / Н.В. Думитрашко - М.: Изд-во АН СССР, 1952. - 186 с.
- Дюшофур Ф. Основы почвоведения / Ф. Дюшофур - М.: Прогресс, 1970. - 591 с.
- Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене / А.С. Ендрихинский // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 6-35.
- Зубаков В.А. Проблема геологической синхронизации в климатостратиграфии / В.А. Зубаков // Советская геология. - 1963. - № 8. - С. 49-66.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена / В.А. Зубаков - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 288 с.
- Зыкина В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене / В.С. Зыкина, В.С. Зыкин - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. - 477 с.
- Иванов А.Д., Будаев Х.Р. Овражная эрозия в бассейне оз. Байкал / А.Д. Иванов,

Х.Р. Будаев // Почвы бассейна оз. Байкал и пути их рационального использования. - Улан-Удэ, 1974. - С. 171-183.

Ивановский Л.Н. Анализ рыхлых отложений при изучении современных экзогенных рельефообразующих процессов / Л.Н. Ивановский // Коррелятивные отложения в геоморфологии. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 21-33.

Ивановский Л.Н. Вопросы развития ведущих экзогенных процессов рельефообразования / Л.Н. Ивановский // География и природные ресурсы. - 1988. - № 1. - С. 23-30.

Изменения климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко - М.: ГЕОС, 1999. - 260 с.

Ильичев Б.А. Эоловый привнос пыли в лесной зоне Русской равнины в голоцене / Б.А. Ильичев, В.О. Таргульян // Процессы почвообразования и эволюция почв. - М.: Наука, 1985. - С. 202-219.

Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность / Ю.Н. Карагодин - М.: Недра, 1980. - 242 с.

Картушин В.М. Агроклиматические ресурсы юга Восточной Сибири / В.М. Картушин - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969. - 99 с.

Кинд Н.В. Геоархеология позднего антропогена по изотопным данным / Н.В. Кинд - М.: Наука, 1974. - 254 с.

Классификация и диагностика почв России / Под ред. Г.В. Добровольского. - Смоленск: Ойкумена, 2004. - 342 с.

Климанов В.А. Цикличность и квазипериодичность климатических колебаний в голоцене / В.А. Климанов // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. - М.: Наука, 1989. - С. 29-33.

Клитин К.А. Байкалиды Юго-Восточной Сибири / К.А. Клитин, Т.П. Павлова, Е.С. Постельников - М.: Наука, 1970. - 144 с.

Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья / Ю.В. Комаров - Новосибирск: Наука, 1972. - 148 с.

Конников Э.Г. Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса / Э.Г. Конников // Геология и геофизика. - 1976. - № 2. - С. 23-31.

Кононова М.М. Органическое вещество почв / М.М. Кононова - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 314 с.

Кононова М.М. Ускоренные методы определения состава гумуса минеральных почв / М.М. Кононова, Н.П. Бельчикова // Почвоведение. - 1961. - № 10. - С. 75-87.

Копосов Г.Ф. Генезис почв гор Прибайкалья / Г.Ф. Копосов - Новосибирск: Наука, 1983. - 254 с.

Копосов Г.Ф. Почвы долины р. Темник / Г.Ф. Копосов, Л.В. Григорьева // Свойства почв таежной и лесостепной зон Сибири. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 5-19.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях / Г.Ф. Крашенинников - М.: Высшая школа, 1971. - 367 с.

Кропоткин П.Н. Общий очерк орографии Восточной Сибири / П.Н. Кропоткин - Санкт-Петербург: Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей географии, 1875. - Т.5. - С. 3-91.

Ладейщиков Н.П. Особенности климата крупных озер / Н.П. Ладейщиков - М.: Наука, 1982. - 135 с.

Ландшафты юга Восточной Сибири: карта м-ба 1 : 1 500 000 / Под ред. В.Б. Сочавы. - М. ГУГК, 1977. - 4 л.

Лебедева И.И. Карбонатные новообразования в черноземах левобережной Украины / И.И. Лебедева, С.В. Овечкин // Почвоведение. - 1975. - № 11. - С. 14-31.

Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России / Л.Ф. Литвин - М.: ИКЦ «Академкнига», 2002. - 255 с.

- Лунгерсгаузен Г.Ф. О периодических изменениях климата в геологическом прошлом Земли / Г.Ф. Лунгерсгаузен // Земля во Вселенной. - М.: Мысль, 1964. - С. 260-277.
- Макаров М.И. Изотопный состав азота в почвах и растениях: использование в экологических исследованиях / М.И. Макаров // Почвоведение. - 2009. - № 12. - С. 1432-1445.
- Макаров С.А. Речные долины юга Восточной Сибири в голоцене / С.А. Макаров - Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2012. - 86 с.
- Марков К.К. Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене / К.К. Марков // Палеогеография четвертичного периода. - М: Изд-во МГУ, 1965. - С. 5-18.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / Под ред. С.А. Яковлева. - М.: Госгеолтехиздат, 1954. - Ч. I. - 301 с.
- Методы палеогеографических реконструкций / Под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. - М.: Географический факультет МГУ, 2010. - 430 с.
- Методы стационарного изучения почв / Под ред. А.А. Роде. - М: Наука, 1977. - 296 с.
- Монин А.С. История климата / А.С. Монин, Ю.А. Шишков - Л.: Недра, 1979. - 407 с.
- Моргун Е.Г. Возможности и проблемы использования методов геохимии стабильных изотопов углерода в почвенных исследованиях (обзор литературы) / Е.Г. Моргун, И.В. Ковда, Я.Г. Рысков, С.А. Олейник // Почвоведение. - 2008. - № 3. - С. 299-310.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Под ред. Н.А. Флоренсова. - М.: Наука, 1974. - 359 с.
- Назаров А.Н. Динамика верхней границы леса и ледников центрального и восточного Алтая в голоцене / А.Н. Назаров, О.Н. Соломина, В.С. Мыглан // Доклады академии наук. - 2012. - Т. 444. - № 6. - С. 671-675.
- Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР / П.И. Налетов - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 280 с.
- Нейштадт М.И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена / М.И. Нейштадт // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. - М.: Наука, 1965. - С. 112-132.
- Нейштадт М.И. Введение / М.И. Нейштадт // Голоцен (к VIII конгрессу INQUA в Париже). - М.: Наука, 1969. - С. 5-12.
- Нейштадт М.И. О нижней границе голоцена / М.И. Нейштадт // Палинология голоцена. - М.: Наука, 1971. - С. 7-13.
- Нимаева С.Ш. Микробиология криоаридных почв (на примере Забайкалья) / С.Ш. Нимаева - Новосибирск: Наука, 1992. - 176 с.
- Новиков В.А. Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье): автореф. дис ... канд. г.-м. наук: 25.00.01 / В.А. Новиков - Улан-Удэ, 1972. - 27 с.
- Ногина Н.А. Почвы Забайкалья / Н.А. Ногина - М.: Наука, 1964. - 314 с.
- Обручев В.А. Селенгинская Даурия / В.А. Обручев - Изд-во Троицкосавского отд. Гос. геогр. о-ва, 1929. - 209 с.
- Овечкин С.В. Генезис и минералогический состав карбонатных новообразований Черноземов левобережной Украины и Заволжья / С.В. Овечкин // Почвы и почвенный покров лесной и степной зон СССР и их рациональное использование. - М.: 1984. - С. 185-195.
- Олониин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор / В.Н. Олониин - М.: Наука, 1978. - 276 с.
- Пигарева Н.Н. Особенности гумусного состояния почв Бурятии / Н.Н. Пигарева, Т.М. Корсунова, Н.А. Пьянкова // Почвоведение. - 2008. - № 4. - С. 431-440.
- Поляков А.Н. Микроморфологическое исследование кальцита в черноземах Европейской части СССР / А.Н. Поляков // Почвоведение. - 1989. - № 2. - С. 79-86.

- Практикум по агрохимии / Под ред. Б.А. Ягодина. - М: Агропромиздат, 1987. - 512 с.
- Преображенский В.С. Типы местности и природное районирование Бурятской АССР / В.С. Преображенский, Н.В. Фадеева, Л.И. Мухина, Г.М. Томилов - М.: Наука, 1959. - 218 с.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене / Э.И. Равский - М.: Наука, 1972. - 335 с.
- Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья / И.Н. Резанов - Новосибирск: Наука, 1988. - 127 с.
- Резанов И.Н. Особенности строения склоновых отложений Селенгинского среднегорья и условия ведения литогеохимических поисков / И.Н. Резанов, Д.-Д.Б. Базаров // Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. - Иркутск, 1973. - С. 68-74.
- Реймхе В.В. Эрозионные процессы в лесостепных ландшафтах Забайкалья (на примере бассейна р. Куйтунки) / В.В. Реймхе - Новосибирск: Наука, 1986. - 120 с.
- Республика Бурятия: Краткий энциклопедический справочник. - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. - 304 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 3. Забайкалье (бассейн оз. Байкал) / Под ред. М.Г. Васильковского. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 204 с.
- Решетова С.А. Растительность Центрального Забайкалья в позднеледниковье и голоцене / С.А. Решетова, Е.В. Безрукова, В. Паниzzo, Э. Хендерсон, А.Б. Птицын, А.В. Дарьин, И.А. Калугин // География и природные ресурсы. - 2013. - № 2. - С. 110-117.
- Решиков М.А. Степи Западного Забайкалья / М.А. Решиков // Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Серия биологическая. - 1961. - Вып. 34. - 174 с.
- Роде А.А. Система методов исследования в почвоведении / А.А. Роде - Новосибирск: Наука, 1971. - 92 с.
- Розанов Б.Г. Морфология почв / Б.Г. Розанов - М.: Академический Проект, 2004. - 432 с.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии / Л.Б. Рухин - Л.: Гостоптехиздат, 1962. - 628 с.
- Рыжов Ю.В. Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек юга Восточной Сибири / Ю.В. Рыжов // География и природные ресурсы. - 2009. - № 3. - С. 94-101.
- Рыжов Ю.В. Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочных системах Юго-Западного Прибайкалья в голоцене / Ю.В. Рыжов // География и природные ресурсы. - 2012. - № 4. - С. 108-116.
- Рыжов Ю.В. Пространственно-временные закономерности формирования и развития оврагов на юге Восточной Сибири: автореф. дис ... докт. геогр. наук: 25.00.25 / Рыжов Юрий Викторович - Томск, 2013. - 32 с.
- Рыжов Ю.В. Развитие эрозионно-аккумулятивных процессов в малых водосборных бассейнах Западного Забайкалья в позднеледниковье и голоцене / Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин, В.А. Голубцов, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, Т.Г. Рященко // Геоморфология. - 2015. - № 3. - С. 81-91.
- Сагалуев Д.Д. Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Сер. Западно-Забайкальская. Лист М-48-ХІ. Объяснительная записка / Д.Д. Сагалуев - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 111 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области / Л.И. Салоп - М.: Недра, 1964. - Т. 1. Стратиграфия. - 511 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области / Л.И. Салоп - М.: Недра, 1967. - Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. - 699 с.

Свиточ А.А. Палеогеография / А.А. Свиточ, О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков - М.: Академия, 2004. - 448 с.

Седов С.Н. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) / С.Н. Седов, О.С. Хохлова, А.А. Сеницын, М.А. Коркка, А.В. Русаков, Б. Ортега, Э. Соллейро, М.С. Розанова, А.М. Кузнецова, А.А. Каздым // Почвоведение. - 2010. - № 8. - С. 938 - 955.

Серебрянный Л.Р. Стратиграфия голоцена на территории СССР / Л.Р. Серебрянный // Стратиграфия СССР. - М.: Недра, 1982. - Т. 2. Четвертичная система. - С. 499-517.

Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения / И.А. Соколов - Новосибирск: Изд-во Гуманитарные технологии, 2004. - 288 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - Т. 1. - 212 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н.М. Страхов - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 535 с.

Сымпилова Д.П. Почвы подтаежных ландшафтов северных отрогов хребта Цанан-Дабан Селенгинского среднегорья / Д.П. Сымпилова, А.Б. Гынинова // Почвоведение. - 2012. - № 3. - С. 270-276.

Сычева С.А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенно-литогенной памяти / С.А. Сычева // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. - М.: Изд-во ЛКИ, 2008. - С. 128-161.

Тамбовцев М.М. Об архейской глыбовой структуре на западе Байкальской горной области / М.М. Тамбовцев // Геология и геофизика. - 1976. - № 6. - С. 8-15.

Таргульян В.О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие / В.О. Таргульян // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. - М.: Изд-во ЛКИ, 2008. - С. 24-57.

Таргульян В.О. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент / В.О. Таргульян, И.А. Соколов // Математическое моделирование в экологии. - М.: Наука, 1978. - С. 17-33.

Таргульян В.О. Почва как биокосная природная система «реактор», «память» и регулятор биосферных взаимодействий / В.О. Таргульян, Т.А. Соколова // Почвоведение. - 1996. - № 1. - С. 34-47.

Тармаев В.А. Линейная эрозия в Байкальском регионе / В.А. Тармаев, В.М. Корсунов, А.И. Куликов - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. - 163 с.

Тетяев М.М. О некоторых основных вопросах геологии Сибири / М.М. Тетяев // Бюллетень МОИП. - 1923. - Т.32. - Ч.2. - С. 157-179.

Тиунов А.В. Стабильные изотопы углерода и азота в почвенно-экологических исследованиях / А.В. Тиунов // Известия РАН. Серия биологическая. - 2007. - № 4. - С. 475-489.

Тонконогов В.Д. Основные горизонто- и профилеобразующие процессы в почвах России / В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова // Почвообразовательные процессы. - М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. - С. 13-37.

Убугунов Л.Л. Почвы Бурятии: разнообразие, систематика и классификация / Л.Л. Убугунов, В.И. Убугунова, Н.Б. Бадмаев, А.Б. Гынинова, В.Л. Убугунов, Л.Д. Балсанова // Вестник Бурятской государственной сельскохозяйственной академии им. В.Р. Филишова. - 2012. - № 2. - С. 45-52.

Фадеева Н.Е. Селенгинское среднегорье / Н.Е. Фадеева - Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1963. - 170 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. - 258 с.

Флоренсов Н.А. Рельеф и геологическое строение / Н.А. Флоренсов, В.Н. Олюнин // Предбайкалье и Забайкалье. - М.: Наука, 1965. - С. 23-90.

Фролов В.Т. Литология / В.Т. Фролов - М.: Изд-во МГУ, 1992. - Кн. 1. - 336 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский - М.: Наука, 1977. - 200 с.

Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена / Н.А. Хотинский // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: Наука, 1982. - С. 142-147.

Хохлова О.С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) / О.С. Хохлова // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. - М.: Изд-во ЛКИ, 2008. - С. 406-437.

Хохлова О.С. Отличия диагенетических и эпигенетических типоморфных карбонатных аккумуляций в голоценовых погребенных почвах черноземной зоны / О.С. Хохлова, С.А. Олейник, И.С. Ковалевская // Почвоведение. - 2000. - № 1. - С. 28-37.

Цыбжитов Ц.Х. Структура почвенного покрова Тугтуйской котловины Забайкалья / Ц.Х. Цыбжитов, Ц.Ц. Цыбыкдоржиев, М.А. Давыдова, Б.-М.Н. Гончиков // Почвоведение. - 2008. - № 8. - С. 928-936.

Цыбжитов Ц.Х. Почвы бассейна озера Байкал / Ц.Х. Цыбжитов, Ц.Ц. Цыбыкдоржиев, А.Ц. Цыбжитов - Новосибирск: Наука, 1999. - Т. 1: Генезис, география и классификация каштановых почв. - 128 с.

Черский И.Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири / И.Д. Черский // Изв. Вост.-Сиб. отделения Русск. геогр. об-ва, 1886. - Т.12. - № 4/5. - С. 28-62.

Чимитдоржиева Г.Д. Гумус и гуминовые кислоты черноземов Юго-Восточного Забайкалья (Читинская область) / Г.Д. Чимитдоржиева, Д.Б. Аюрова, Д.Б. Андреева // Почвоведение. - 2008. - № 2. - С. 168-172.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований / Е.В. Шанцер - М.: Наука, 1966. - 233 с.

Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений / Е.В. Шанцер // Стратиграфия СССР. - М.: Недра, 1982. - Т. 1. Четвертичная система. - С. 61-94.

Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы / Н.С. Шатский // Бюллетень МОИП. Отд. геол. - 1932. - Т.10. - Ч. 3-4. - С. 476-509.

Agatova A.R. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on radiocarbon chronology / A.R. Agatova, A.N. Nazarov, R.K. Nepov, H. Rodnight // Quaternary Science Reviews. - 2012. - Vol. 43. - P. 74-93.

Andreeva D. Genesis and properties of black soils in Buryatia, southeastern Siberia, Russia / D. Andreeva, K. Leiber, B. Glaser, U. Hambach, M. Erbajeva, G. Chimitdorgieva, V. Tashak, W. Zech // Quaternary International. - 2011. - Vol. 243. - P. 313 - 326.

Andreeva D.B. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biochemical and paleoclimatic interpretations / D.B. Andreeva, M. Zech, B. Glaser, M.A. Erbajeva, G.D. Chimitdorgieva, O.D. Ermakova, W. Zech // Quaternary International. - 2013. - Vol. 290-291. - P. 82-94.

Bezrukova E.V. Holocene vegetation and climate variability in North Pre-Baikal region, East Siberia, Russia / E.V. Bezrukova, A.V. Belov, L.A. Orlova // Quaternary International. - 2011. - Vol. 237. - P. 74-82.

Birkeland P.W. Soil-geomorphic research - a selective overview / P.W. Birkeland // Geomorphology. - 1990. - Vol. 3. - P. 207-224.

Birkeland P.W. Soils and Geomorphology / P.W. Birkeland - New York: Oxford University Press, 1999. - 430 p.

Bradley R.S. Past global changes and their significance for the future / R.S. Bradley // Quaternary Science Reviews. - 2000. - Vol. 19. - P. 391-402.

Cerling T. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates / T. Cerling, J. Quade // Climate change in continental isotopic record geophysical monograph. - 1993. - Vol. 78. - P. 217-231.

Creameans D.L. On Chronostratigraphy, Pedostratigraphy and Archaeological Context / D.L. Creameans, J.P. Hart // Pedological perspectives in archeological research. - Madison: SSSA Special Publication, 1995. - Vol. 44. - P. 15-33.

Chebykin E.P. Abrupt increase in precipitation and weathering of soil in East Siberia coincident with end of the last glaciations (15 cal. kyr BP) / E.P. Chebykin, D.N. Erdington, M.A. Grachev, T.O. Zheleznyakova, S.S. Vorobyova, N.S. Kulikova, I.N. Azarova, O.M. Khlystov, E.L. Goldberg // Earth and Planetary Science Letters. - 2002. - Vol. 200. - P. 167-175.

Chen F. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history / F. Chen, Z. Yu, M. Yang, E. Ito, S. Wang, D.B. Madsen, X. Huang, Y. Zhao, T. Sato, H.J.B. Birks, I. Boomer, J. Chen, C. An, B. Wünnemann // Quaternary Science Reviews. - 2008. - Vol. 27. - P. 351-364.

Dansgaard W. Climatic record revealed by the Camp Century ice core / W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, C.C. Langway // The late Cenozoic glacial ages. - London, 1971. - P. 37-56.

Dansgaard W. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core records / W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen et al. // Nature. - 1993. - Vol. 364. - P. 218-220.

Danzeglocke U., Jöris O., Weninger B. CalPal-2006. <http://www.calpal-online.de>.

Demske D. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal / D. Demske, G. Heumann, W. Granoszewski, M. Nita, K. Mamakowa, P.E. Tarasov, H. Oberhansli // Global and Planetary Change. - 2005. - Vol. 46 (1-4). - P. 275-279.

Feng X. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO₂ concentration / X. Feng, S. Epstein // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 1995. - V. 59. - P. 2599-2608.

Feng Z. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past 35,000 yr / Z. Feng, X. Zhai, Y. Ma, C. Huang, W. Wang, H. Zhang, P. Khosbayar, T. Narantsetseg, K. Liu, N. Rutter // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. - 2007. - Vol. 245. - P. 505-517.

Ferring C.R. Alluvial Pedology and Geoarchaeological Research / C.R. Ferring // Soil in archaeology: landscape evolution and human occupation. - Washington-London: Smithsonian Institution Press, 1992. - P. 1-39.

Follmer L.R. The geomorphology of the Sangamon surface: Its spatial and temporal attributes / L.R. Follmer // Space and time in geomorphology. The Binghamton Symposia in Geomorphology: International Ser. № 12. State Univ. of the New York State, Binghamton. - London: Allen & Unwin, 1982. - P. 117-146.

Fukumoto Y. The Holocene environmental changes in boreal fen peatland of northern Mongolia reconstructed from diatom assemblages / Y. Fukumoto, K. Kashima, U. Ganzorig // Quaternary International. - 2014. - Vol. 348. - P. 66-81.

Gutierrez M. Climatic geomorphology / M. Gutierrez // Developments in Earth Surface Processes. - Vol. 8. - Amsterdam: Elsevier, 2005. - 760 p.

Hanneman D.L. Calcic paleosols: their use in subsurface stratigraphy / D.L. Hanneman, C.J. Wideman, J.W. Halvorson // American Assoc. Petrol. Geol. Bulletin. - 1994. - Vol. 78. - P. 1360-1371.

Holliday V. Early and middle Holocene soils at the Lubbock Lake archeological site, Texas / V. Holliday // *Catena*. - 1985. - Vol. 12. - P. 61-78.

Soils in archaeology: Landscape evolution and human occupation / Holliday V.T. (ed.). - Washington (D.C.); London: Smithsonian Inst. Press, 1992. - 254 p.

Kalicki T. Genesis and age of terraces of the Dnieper River between Orsha and Shklow, Belorussia / T. Kalicki, A. Sańko // *Geographia Polonica*. - 1992. - Vol. 60. - P. 151-174.

Kalicki T. Palaeohydrological changes in the upper Dneper valley during the last 20 000 years (Belarus) / T. Kalicki, A. Sańko. - *Palaeohydrology and Environmental Change*. - Chichester: Wiley, 1998. - P. 125-135

Kataoka H. Pollen record from the Chivyrkui bay outcrop on the eastern shore of Lake Baikal since Late Glacial / H. Kataoka, H. Takahara, S. Krivonogov, E. Bezrukova, L. Orlova, S. Kropivina, N. Miyoshi, K. Kawamuro // *Long Continental Records from Lake Baikal*. - Tokyo: Springer-Verlag, 2003. - P. 207-218.

Karabanov E.B. A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal / E.B. Karabanov, A.A. Prokopenko, D.F. Williams, G.K. Khursevich // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. - 2000. - Vol. 156 (3-4). - P. 211-224.

Kelly E. Stable isotope composition of soil organic matter and phytoliths as paleoenvironmental indicators / E. Kelly, S. Blecker, C. Yonker, C. Olson, E. Wohl, L. Todd // *Geoderma*. - 1998. - Vol. 82. - P. 59-81.

Klimenko V.V. Cold Climate of the Early Subatlantic Epoch in the Northern Hemisphere / V.V. Klimenko // *PAGES News*. - 2004. - Vol. 2. - № 1. - P. 13-15.

Kraus M.J. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications / M.J. Kraus // *Earth-Science Reviews*. - 1999. - Vol. 47. - P. 41-70.

Kraus M.J. Short-term sediment accumulation rates determined from Eocene alluvial paleosols / M.J. Kraus, T.M. Bown // *Geology*. - 1993. - Vol. 21. - P. 743-746.

Kovda I.V. Micromorphology, submicroscopy and microprobe study of carbonate pedofeatures in a Vertisol gilgai soil complex, South Russia / I.V. Kovda, L.P. Wilding, L.R. Drees // *Catena*. - 2003. - Vol. 54. - P. 457-476.

Lehmkuhl F. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia) / F. Lehmkuhl, A. Hilgers, S. Fries, D. Hülle, F. Schlütz, L. Shumilovskikh, T. Felauer, J. Protze // *Catena*. - 2011. - Vol. 87. - P. 31-44.

Lehmkuhl F. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (northern Mongolia) / F. Lehmkuhl, D. Hülle, M. Knippertz // *Catena*. - 2012. - Vol. 98. - P. 17-28.

MacDonald G.M. Rapid response of treeline vegetation and lakes to past climate warming / G.M. MacDonald, T.W.D. Edwards, K.A. Moser, R. Pienctz, J.P. Smol // *Nature*. - 1993. - Vol. 361. - № 6409. - P. 243-246.

Mackay A.W. A reassessment of late glacial-Holocene diatom oxygen isotope record from Lake Baikal using a geochemical mass-balance approach / A.W. Mackay, G.E.A. Swann, T.S. Brewer, M.J. Leng, D.W. Morley, N. Piotrowska, P. Rioaul, D. White // *Journal of Quaternary Science*. - 2011. - Vol. 26 (6). - P. 627-634.

Mandel R.D. Soils and Holocene landscapes evolution in Central and Southwestern Kansas: Implications for archaeological research / R.D. Mandel // *Soils in archaeology: Landscape evolution and human occupation*. - Washington (D.C.); London: Smithsonian Inst. Press, 1992. - P. 41-100.

Mayewski P.A. Holocene climate variability / P.A. Mayewski, E.E. Rohling, C. Stager, W. Karlen, K.A. Maasch, L.D. Meeker, E.A. Meyerson, F. Gasse, S. Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R.R. Schneider, E.J. Steig // *Quaternary Research*. - 2004. - Vol. 62. - P. 243-255.

Mercer J.H. The lower boundary of the Holocene / J.H. Mercer // *Quaternary Research*. - 1972. - Vol. 2. - P. 15-24.

Michelutti N. Heightened sensitivity of a poorly buffered high arctic lake to late-Holocene climatic change / N. Michelutti, M.S.V. Douglas, A.P. Wolfe, J.P. Smol // *Quaternary Research*. - 2006. - Vol. 65. - P. 421-430.

Monserud R.A. Reconstruction of the mid-Holocene paleoclimate of Siberia using a bioclimatic vegetation model / R.A. Monserud, N.M. Tchebakova, O.V. Denissenko // *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology* - 1998. - Vol. 139. - № 1-2. - P. 15-36.

Monnin E. Evidence of substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores / E. Monnin, E.J. Steig, U. Siegenthaler, K. Kawamura, J. Schwander, B. Stauffer, T.F. Stocker, D.L. Morse, J.-M. Barnola, B. Bellier, D. Raynaud, H. Fischer // *Earth and Planetary Science Letters*. - 2004. - Vol. 224. - P. 45-54.

Munsell Soil Color Charts. Revised Edition. - Munsell Color, 2009.

NGRIP members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*. - 2004. - Vol. 431. - P. 147-151.

Nordt L. Late Quaternary vegetation and climate changes in Central Texas based on the isotopic composition of organic carbon / L. Nordt, T. Boutton, C. Hallmark, M. Waters // *Quaternary Research*. - 1994. - Vol. 41. - P. 109-120.

O'Leary M.H. Environmental effects on carbon isotope fractionation in terrestrial plants / M.H. O'Leary // *Stable isotopes in biosphere*. - Kyoto Univ. Press, Japan, 1995. - P. 79-91.

Panin A.V. Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications / A.V. Panin, G. Adamiec, K.A. Arslanov, M.A. Bronnikova, V.V. Filippov, E.D. Sheremetskaya, N.E. Zaretskaya, E.P. Zazovskaya // *Geochronometria*. - 2014. - Vol. 41. - № 3. - P. 278-293.

Penuelas J. Changes in leaf $\delta^{13}\text{C}$ of herbarium plant species during the last 3 centuries of CO₂ increase / J. Penuelas, J. Azcon-Bieto // *Plant, Cell and Environment*. - 1992. - Vol. 15. - P. 485-489.

Peteet D. Global Younger Dryas? / D. Peteet // *Quaternary International*. - 1995. - № 28. - P. 93-104.

Reading H.G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* / H.G. Reading - Oxford: Blackwell Science, 1996. - 688 p.

Retallack G.J. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology* / G.J. Retallack - Oxford: Blackwell Science, 2001. - 404 p.

Richmond G.M. Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah / G.M. Richmond // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* - 1962. - Vol. 324. - 135 p.

Robinson D. $\delta^{15}\text{N}$ as an integrator of the nitrogen cycle / D. Robinson // *Trends Ecol. Evol.* - 2001. - Vol. 16. - P. 153-162.

Severinghaus J.P. Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice / J.P. Severinghaus, E.J. Brook // *Science*. - 1999. - Vol. 286. - № 5441. - P. 930-934.

Sheldon N.D. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols / N.D. Sheldon, N.J. Tabor // *Earth-Science Reviews*. - 2009. - Vol. 95 (1-2). - P. 1-52.

Solleiro-Rebolledo E. Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano / E. Solleiro-Rebolledo, J. Macias, J. Gama-Castro, S. Sedov, L. Sulerzhitsky // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. - 2004. - Vol. 21 (1). - P. 101-109.

Tarasov P. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records / P. Tarasov, E. Bezrukova, E. Karabanov, T. Nakagawa, M. Wagner, N. Kulagina, P. Letunova, A. Abzaeva, W. Granoszewski, F. Riedel // *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology*. - 2007. - Vol. 252. - P. 440-457.

Tarasov P.E. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel / P.E. Tarasov, E.V. Bezrukova, S.K. Krivonogov // *Climate of the Past*. - 2009. - Vol. 5. - P. 285-295.

Tarasov P. Holocene vegetation and climatic changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia / P. Tarasov, N. Dorofeyuk, E. Meteltseva // *Boreas*. - 2000. - Vol. 29. - P. 118-126.

Velichko A.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene / A.A. Velichko, A.A. Andreev, V.A. Klimanov // *Quaternary International*. - 1997. - Vol. 41/42. - P. 71-96.

Walker M. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records / M. Walker, S. Johnsen, S.O. Rasmussen, T. Popp, J.-P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J. Lowe, J. Andrews, S. Bjorck, L.C. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D.J. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham, J. Schwander // *Journal of Quaternary Science*. - 2009. - Vol. 24/1. - P. 3-17.

Walker P.H. Soil layers on hillslopes: a study at Nowra, New South Wales, Australia / P.H. Walker // *Soil Science*. - 1962. - № 13. - P. 167-177.

Wang W. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record / W. Wang, Z. Feng // *Earth-Science Reviews*. - 2013. - Vol. 122. - P. 38-57.

Yaalon D.H. Soil Forming Processes in Time and Space / D.H. Yaalon // *Paleopedology. Papers of the Symposium*. - Amsterdam: Elsevier, 1970. - P. 29-39.

Yamskikh A.A. Late Holocene soil formation in the valley of River Yenisei, Central Siberia / A.A. Yamskikh // *Catena*. - 1998. - Vol. 34. - P. 47-60.

Ye L. Paleosols in the Upper Guantae Formation (Miocene) of the Gudong oil field and their application to the correlation of fluvial deposits / L. Ye // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* - 1995. - Vol. 79. - P. 981-988.

Zech M. A 240 000-year stable carbon and nitrogen isotope record from a loess-like palaeosol sequence in the Tumara valley, Northeast Siberia / M. Zech, R. Zech, B. Glaser // *Chemical Geology*. - 2007. - Vol. 242. - P. 307-318.

Zhang C. Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur / C. Zhang, W. Zhang, Z. Feng, S. Mischke, X. Gao, D. Gao, F. Sun // *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology*. - 2012. - Vol. 323-325. - P. 75-86.

Приложение

Хронология периодов почвообразования и осадконакопления в почвенно-седиментационных сериях Селенгинского среднегорья

Разрез	Периоды активного педогенеза	Периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования	Периоды интенсивного развития экзогенных (эрозионно-аккумулятивных, эоловых, криогенных, флювиальных) процессов и осадконакопления
	тыс. лет л.н.		
Надеино	1,0 - 4,7	0 - 1,0	4,7 - 6,9
	6,9 - 8,8	8,8 - 10,9	11,7 - 12,6
	10,9 - 11,7		13,0 - 13,3
	12,6 - 13,0		14,0 - 14,1
	13,3 - 14,0		14,5 - 15,0
	14,1 - 14,5		
Нижняя Буланка	1,0 - 4,7	0 - 1,0	4,7 - 8,2
	8,2 - 8,4	8,4 - 10,9	11,6 - 12,8
	10,9 - 11,6		13,0 - 13,2
	12,8 - 13,0		13,4 - 15,0
	13,2 - 13,4		
Большой Куналей	1,0 - 4,7	0 - 1,0	4,7 - 8,1
	10,8 - 11,7	~ 8,1 - 10,8	11,7 - 15,0
Куйтун	1,0 - 3,4	0 - 1,0	3,4 - 6,4
	10,3 - 10,6	6,4 - 10,3	10,6 - 14,1
	14,1 - 14,3		14,3 - 15,0
Студеный Ключ	1,0 - 4,0	0 - 1,0	4,0 - 7,9
	7,9 - 9,8		> 9,8
Тарбагатайка	1,0 - 1,3	0 - 1,0	1,3 - 1,6
	1,6 - 2,0	3,3 - 4,6	2,0 - 2,5
	2,5 - 2,8		2,8 - 3,0
	3,0 - 3,3		5,0 - 5,4
	4,6 - 5,0		5,9 - 6,4
	5,4 - 5,9		> 7,0
	6,4 - 7,0		
Никольск	0,6 - 1,8	0 - 0,6	1,8 - 2,1
	2,1 - 8,6	~ 12,9 - 15,0	8,6 - 10,2
	10,2 - 11,7		11,7 - 12,9
Номохово I	2,7 - 3,0	0 - 0,2	~ 0,2 - 1,9
	4,6 - 4,9	~ 1,9 - 2,4	2,4 - 2,7
	8,6 - 9,4	~ 5,9 - 6,9	3,0 - 4,6
	12,9 - 14,0	~ 10,5 - 11,7	4,9 - 5,9
			6,9 - 8,6
			9,4 - 10,5
			~ 11,7 - 12,9
Номохово II	1,9 - 2,4	0 - 1,9	2,4 - 2,7
	3,6 - 4,8	~ 2,7 - 3,0	3,0 - 3,6
	5,9 - 6,9		4,8 - 5,9
			> 6,9

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОТРАЖЕНИЕ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА В ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СЕРИЯХ	7
1.1. Основные этапы развития природной среды в позднеледниковье и голоцене.....	7
1.1.1. Динамика биоклиматических условий.....	11
1.1.2. Осадконакопление, почвообразование.....	15
1.2. Современные модели педогенеза. Синлитогенное (синседиментационное) почвообразование.....	18
1.3. Объекты и методы исследования.....	25
ГЛАВА 2. СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ	28
2.1. Общая характеристика рельефа.....	28
2.2. Геологическое строение и основные черты развития рельефа в мезозое.....	30
2.3. Этапы развития рельефа в кайнозое.....	33
2.4. Климат.....	37
2.5. Растительность и почвы.....	38
ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ РАЗРЕЗОВ РЫХЛЫХОТЛОЖЕНИЙ	42
3.1. Бассейн р. Куйтунки.....	42
3.1.1. Надеино.....	44
3.1.2. Нижняя Буланка.....	59
3.1.3. Большой Куналей.....	67
3.1.4. Куйтун.....	73
3.1.5. Студеный Ключ.....	75
3.1.6. Тарбагатайка.....	76
3.2. Селенга-Хилокский геоморфологический район.....	88
3.2.1. Номохоново-I.....	88
3.2.2. Номохоново-II.....	99
3.3. Тугнуйская котловина.....	101
3.3.1. Никольск.....	102

ГЛАВА 4. РАЗВИТИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЛАНДШАФТНО- КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ.....	108
4.1. Бассейн р. Куйтунки.....	108
4.2. Междуречье Селенги и Чикоя.....	115
4.3. Корреляция выявленных ландшафтно-климатических изменений.....	116
4.4. Оценка интенсивности осадконакопления.....	119
ВЫВОДЫ.....	122
ЛИТЕРАТУРА.....	124
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	137

Научное издание

*Голубцов Виктор Александрович, Рыжов Юрий Викторович,
Кобылкин Дмитрий Владимирович*

**ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
В СЕЛЕНГИНСКОМ СРЕДНЕГОРЬЕ
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

Технический редактор *А.И. Шеховцов*
Дизайнер *И.М. Батова*

Подписано в печать 16.11.2017 г.
Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.
Уч.-изд. л. 10,4. Усл. печ. л. 11,3. Тираж 300 экз. Заказ № 784.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1