

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
ИМ. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ВОЛЬВАХ НИКОЛАЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ

**ЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ**

1.6.2 - палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Зыкин В.С.

доктор геол.-минерал. наук

Новосибирск

2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	11
1.1 Определение лёссов.....	12
1.2 Стратиграфия лёссово-почвенных последовательностей.....	13
1.3 Лёссово-почвенная стратиграфия второй половины среднего и верхнего неоплейстоцена юго-восточной части Западной Сибири.....	16
1.4 Палеонтологическая характеристика района исследования	22
1.5 Состояние геохронологической изученности лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири.....	29
ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА и ИССЛЕДУЕМЫЕ РАЗРЕЗЫ.....	33
2.1 Географическое положение и краткая геолого-геоморфологическая характеристика исследуемой территории	33
2.2 Климат и гидрография.....	36
2.3 Современные ландшафты и почвенный покров	38
2.4 Положение и описание исследуемых разрезов.....	40
2.4.1 Разрез Ложок.....	40
2.4.2 Разрез Солонька.....	43
2.4.3 Разрез Белово	46
2.4.4 Разрез Красногорское.....	49
2.4.5 Разрез Ключи.....	51
ГЛАВА 3. МЕТОД ЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ	54
3.1 Ранняя история развития люминесцентного метода датирования	54
3.2 Фундаментальные основы.....	56
3.2.1 Естественная радиоактивность	57
3.2.2 Ловушки и отбеливание.....	58

3.2.3	Современные методы определения эквивалентной дозы - протоколы датирования.....	61
3.2.4	Методы расчета мощности дозы.....	66
3.2.5	Ограничения метода.....	68
3.2.6	Пробоподготовка.....	70
3.2.7	Инструментарий.....	71
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 74		
4.1	Разрез Ложок.....	74
4.2	Разрез Солоновка.....	79
4.3	Разрез Белово.....	82
4.4	Разрез Красногорское.....	85
4.5	Разрез Ключи.....	87
ГЛАВА 5. ЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ..... 90		
5.1	Обсуждение результатов датирования лёссово-почвенных разрезов юго-востока Западной Сибири.....	90
5.1.1	Разрез Ложок.....	90
5.1.2	Разрез Солоновка.....	93
5.1.3	Разрез Белово.....	96
5.1.4	Разрез Красногорское.....	98
5.1.5	Разрез Ключи.....	101
5.2	Этапы развития лёссово-почвенной последовательности по результатам люминесцентного датирования.....	103
5.2.1	МИС 7 (243-191 т.л.н.).....	106
5.2.2	МИС 6 (191-130 т.л.н.).....	107
5.2.3	МИС 5 (130-71 т.л.н.).....	107

5.2.4 МИС 4 (71-57 т.л.н.)	109
5.2.5 МИС 3 (57-29 т.л.н.)	110
5.2.6 МИС 2 (29-14 т.л.н.)	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	113
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	116
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	138
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	142

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Лёссово-почвенная последовательность является важным архивом континентальных отложений, в котором наиболее детально отражены глобальные и региональные изменения палеоклимата и палеосреды. Изучению лёссово-почвенных отложений юго-востока Западной Сибири посвящено множество работ (Chlachula, Little, 2011; Kravchinsky et al., 2008; Sizikova, Zykina, 2015, 2014; Zykin, Zykina, 2015; Zykina et al., 2022; Архипов, 1965; Волков, 1973, 1971; Волков, Зыкина, 1977; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012; Матасова и др., 2004, 2003; Москвитин, 1940; Нагорский, 1941; Никитенко, 1963; Паньчев, 1979; Православлев, 1933; Сизикова, Зыкина, 2014, 2013; Фирсов, Орлова, 1971; Шаевич, 1975 и др.). На данный момент для лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири разработана стратиграфическая схема, которая была сопоставлена с основными глобальными климатическими записями: с морскими стадиями изотопной кислородной шкалы (Bassinot et al., 1994), с записью озера Байкал (Карабанов et al., 2001), антарктическими ледниковыми кернами станции Восток (Petit et al., 1999), а также лёссово-почвенными сериями Китая, Средней Азии, Украины, Русской равнины, Средней Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012). Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенных отложений юго-востока Западной Сибири и восстановление условий палеосреды во время их формирования проводились на комплексных исследованиях, включавших палеопедологический, радиоуглеродный, литологический, геоморфологический, микробиологический и палеомагнитный методы. Для оценки отложений древнее 30 тысяч лет использовалась корреляция маркеров – педокомплексов лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири с аналогичными горизонтами лёссово-почвенной последовательности Средней Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012), геохронологическая характеристика которой базируется на детально продатированном люминесцентным методом разрезе Куртак (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003). Однако

для лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири геохронологические данные пребывают в большом недостатке. Это влечет за собой большую неопределенность во времени формирования основных стратиграфических единиц и ставит под сомнение корреляцию имеющихся данных с другими архивами климатических изменений.

Целью работы является улучшение хронологических знаний о формировании лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири путем получения большого количества данных люминесцентного датирования.

Для достижения поставленной цели решались следующие **основные задачи**:

1. Описать ключевые разрезы лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири и отобрать образцы для люминесцентного датирования;
2. Получить данные люминесцентного датирования основных стратиграфических подразделений исследуемых разрезов;
3. Провести корреляцию разрезов на основе результатов люминесцентного датирования;
4. Установить люминесцентную хронологию лёссово-почвенной последовательности и сопоставить установленную хронологию лёссово-почвенной последовательности с подразделениями стратиграфической схемы лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири и глобальной записью изменения климата – морской изотопной шкалой.

Объектом исследования являются лёссово-почвенные отложения второй половины среднего и верхнего неоплейстоцена юго-востока Западной Сибири.

Предмет исследования: стратиграфия лёссово-почвенных отложений неоплейстоцена юго-востока Западной Сибири.

Фактический материал и методы исследования

В основу работы положен материал, собранный в течение экспедиционных работ 2018-2019 гг. на разрезах лёссово-почвенных отложений юго-востока Западной Сибири. Для определения времени формирования исследуемых отложений использовался метод люминесцентного датирования. Датирование проведено 98

образцам - 38 образцам из разреза Ложок, 20 образцам из разреза Солоновка, 25 образцам из разреза Белово, 6 образцам из разреза Красногорское и 9 образцам из разреза Ключи по фракциям кварца и полевого шпата. Пробоподготовка выполнена в Лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата ИГМ СО РАН. Измерения эквивалентной дозы и мощности дозы проведены в Северной люминесцентной лаборатории Орхусского университета Дании (Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Aarhus University, DTU Risø Campus, Roskilde, Denmark).

Лично автором в течение пяти полевых сезонов (2015-2019 гг.) в составе экспедиционных отрядов проводились исследования разрезов лёссово-почвенных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. В рамках представленной работы были вскрыты и изучены пять ключевых разрезов, где были лично автором отобраны образцы для проведения люминесцентного датирования. В рамках камеральной работы автором была проведена полная пробоподготовка образцов, которые в дальнейшем были отправлены на проведение измерений в Северную люминесцентную лабораторию Орхусского университета Дании. Полученные результаты измерений были проанализированы и интерпретированы также автором.

Научная новизна:

1. Впервые для разрезов отложений лёссово-почвенных последовательностей юго-востока Западной Сибири было проведено детальное люминесцентное датирование;

2. Данные датирования показывают несоответствие хронологической последовательности, основанной на люминесцентном датировании, с опубликованными ранее стратиграфическими расчленениями лёссово-почвенных горизонтов исследуемых разрезов, а также позволили установить длительность известных стратиграфических перерывов и обнаружить ранее скрытые;

3. На основе результатов люминесцентного датирования был составлен сводный разрез лёссово-почвенных отложений второй половины среднего и позднего неоплейстоцена и проведена корреляция с имеющейся стратиграфической схемой

лѣссово-почвенных отложений юго-востока Западной Сибири и стадиями изотопной кислородной шкалы.

Основные защищаемые положения:

1. Данные люминесцентного датирования не в полной мере соответствуют ранее установленному стратиграфическому расчленению исследованных разрезов. В разрезах лѣссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири присутствуют скрытые стратиграфические перерывы, которые не имеют литологической выраженности;

2. Датирование нижней бердской почвы в разрезах у пос. Красногорское, Белово, Солоновка показало, что хронологический диапазон ее формирования отчетливо соответствует последнему межледниковью и морской изотопной стадии МИС 5e и позволяет отчетливо проводить границу верхнего и среднего неоплейстоцена в лѣссово-почвенной последовательности Западной Сибири;

3. Установленное время формирования эпох лѣссонакопления и почвообразования юго-востока Западной Сибирской равнины, полученное по результатам люминесцентного датирования, хорошо соотносится с холодными и теплыми стадиями морской изотопной шкалы.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные данные дополняют и уточняют имеющуюся информацию о времени формирования лѣссово-почвенных горизонтов второй половины среднего и позднего неоплейстоцена юго-востока Западной Сибири. Результаты исследования могут быть использованы при изучении палеогеографических и палеоклиматических условий региона, геологическом картировании и уточнении региональной стратиграфической схемы лѣссово-почвенных отложений.

Степень достоверности и апробация результатов работы. Результаты исследований докладывались на 7 научных конференциях: International conference «Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin, regional features» (Volgograd, 2018); IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле. (Новосибирск, 2018); International conference «UK Luminescence, ESR Dating Meeting» (Roskilde,

Denmark, 2019); 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA) (Dublin, Ireland, 2019); Актуальные проблемы палеогеографии неоплейстоцена и голоцена «Марковские чтения 2020 года» (Москва, 2020); XI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Москва, 2020); 16th International Luminescence, Electron Spin Resonance Dating Conference (2021). Опубликовано 16 работ, в том числе 6 статей в журналах, включенных в перечень ВАК, глава в монографии и 9 публикаций в сборниках материалов Международных и Всероссийских научных и научно-практических конференций.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и одного приложения. Общий объем работы – 150 страниц, включая 11 таблиц и 30 рисунков. Список литературы содержит 188 наименований.

Работа выполнена в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата Института Геологии и Минералогии СО РАН им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН), под руководством ведущего научного сотрудника, д. г.-м. н., профессора Зыкина Владимира Сергеевича.

Исследования, проводимые автором, поддержаны «Российским фондом фундаментальных исследований» (проекты № 18-45-543007, № 19-35-90040, № 19-05-00513, № 20-05-00801).

Автор выражает благодарность научному руководителю В.С. Зыкину за общее руководство и организацию работы; Р. Н. Курбанову - научному консультанту по вопросам хронологии, а также его исследовательскому коллективу за организацию и проведение люминесцентного датирования; В.С. Зыкиной за проведение экспедиционных работ и консультации по стратиграфии и палеопедологии.

В полевых исследованиях совместно с автором принимали участие В.С. Зыкин, В.С. Зыкина В.С., А.О. Вольвах, Р.Н. Курбанов, Д.Г. Маликов, С.Е. Голованов, Е.Л. Маликова, Л.Г. Смолянинова, И.Ю. Овчинников, С.Н. Щеглова, С.Б.

Маркович (S.V. Marković), М.Б. Гавриловым (M.V. Gavrilov). Полезно было обсуждение проблем исследований с В.С. Зыкиным, В.С. Зыкиной, А.О. Вольвах, Р.Н. Курбановым, Д.Г. Маликовым, И.Д. Зольниковым, А.В. Паниным, Т. Стивенсом (T. Stevens), Я.-П. Булардом (J.P. Buylaert), А.С. Мюррейем (A.S. Murray), С.Б. Марковичем (S.V. Marković), М.Б. Гавриловым (M.V. Gavrilov), М. Фрехеном (M. Frechen). Автор признателен И.Ю. Овчинникову за содействие в получении радиоуглеродных датировок.

ГЛАВА 1. ЛЁССОВО-ПОЧВЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Лёссовые отложения широко распространены и занимают большие площади, особенно в средних широтах (Haase et al., 2007; Lehmkuhl et al., 2018b, 2018a; Li et al., 2020; Muhs et al., 2014; Muhs, Bettis, 2003; Wright, 2001). Эти отложения занимают до 10% поверхности суши, встречаются на каждом континенте (Li et al., 2020; Muhs, Bettis, 2003) и составляют примерно треть от всех эоловых осадков (Thomas, Wiggs, 2008). В Евразии лёссы формируют Евразийский лёссовый пояс (Muhs, 2013; Schaetzl et al., 2018), который простирается от Восточно-Европейской равнины, через северное побережье Черного моря (Chen et al., 2020; Liang et al., 2016; Rousseau et al., 2001), прикаспийские области (Költringer et al., 2021; Makeev et al., 2021), Сибирь (Sizikova, Zykina, 2015, 2014; Zykina et al., 2022; Зыкина, Зыкин, 2012), Среднюю Азию (Chlachula, 2003; Fitzsimmons et al., 2020; Li et al., 2018; Machalet et al., 2008; Sprafke et al., 2018), Китай (Nie et al., 2015; Nottebaum et al., 2015, 2014; Sun et al., 2007).



Рисунок 1.1. Евразийский лёссовый пояс (Muhs, 2013)

1.1 Определение лёссов

Определение лёссов, с момента их выделения в отдельный тип четвертичных отложений и до сих пор, вызывает дебаты среди специалистов, исследующих отложения четвертичного периода (Pye, 1995; Smalley et al., 2011; Sprafke, Obrecht, 2016). Несмотря на то, что эоловое происхождение лёссового материала отмечалось первыми исследователями лёссов (Obruchev, 1945; Richthofen, 1882; Берг, 1916) и в настоящее время уже доказано и принято (Pye, 1995; Sprafke, Obrecht, 2016), универсальное определение лёсса отсутствует до сих пор. Основные разногласия в основном возникают между седиментологической и палеопедологической точками зрения на формирование лёссовых отложений. С точки зрения седиментологии лёссы представляют собой осадок, образовавшийся в результате атмосферного накопления пыли, преимущественно крупной, с различным содержанием песчаной и глинистой фракций (Muhs et al., 2014; Pye, 1995, 1987). С точки зрения палеопедологии очень важную роль играют постседиментационные изменения отложений – лёссификация (Pecsi, 1995, 1990; Smalley, Smalley, 1983; Sprafke, Obrecht, 2016; Берг, 1916). Лёссификация отложений предполагает процессы, которые изменяют исходные характеристики осадка и придают ему типичные лёссовые свойства: карбонатность, пористость и способность удерживать вертикальные стенки. Эти процессы зависят от климатических, географических и вегетативных условий, поэтому могут формировать различные по характеристикам лёссы в разных регионах и в разное время. Эоловое происхождение и зависимость от климатических факторов позволяет исследователям делать выводы о характере климата эпох, в которых формировались лёссы, на основе физических и химических свойств (Rousseau, Natté, 2021). Другим важным вопросом о формировании лёссов является источник материала, слагающего мощные лёссовые толщи. По мнению исследователей, существует два главных источника пыли, способных производить достаточное количество материала для формирования мощных лёссовых толщ (Muhs, 2013; Roberts,

2019). Первым являются песчаные пустыни и крупные высохшие либо пересыхающие водоемы. В различных районах мира такие территории могут давать до половины общего материала атмосферной взвеси (Baddock et al., 2011). Вторым является материал, образованный деятельностью крупных рек и ледников. В последнее время набрала популярность теория образования основных лёссовых массивов вдоль крупных магистральных рек, несущих достаточно лессового материала, который не поднимается высоко в атмосферу, а переоткадывается непосредственно на месте (Lindeburg, Drohan, 2019; Nadin et al., 2022).

1.2 Стратиграфия лёссово-почвенных последовательностей

Стратиграфические исследования лёссово-почвенных последовательностей сложны и относятся к области изучения нескольких дисциплин (геология, геохимия, геоморфология, палеоклиматология, палеопедология и др.). Часто применяются довольно разные методологические подходы, а результаты нелегко оценить или согласовать. Для любой лёссово-почвенной последовательности основой стратиграфической дифференциации является установление точного и детального разделения по визуально определяемым литологическим признакам. Необходимо интерпретировать отдельные литостратиграфические единицы: различные лёссовые горизонты, палеопочвы, различные линзы, клинья и другие явления. Это необходимая основа для корреляции с какой-либо биостратиграфической, хроностратиграфической или абсолютной хронологической шкалой.

Исследование лёссово-почвенных литостратиграфических единиц обычно считается наиболее подходящей основой для сбора знаний о последовательности палеогеографических и палеоклиматических изменений в плейстоцене (Pecsi, 1995). Составление стратиграфической последовательности на основе чередования горизонтов лёссов и палеопочв является правильным методом, но ранее, и даже в

настоящее время применяется в чрезмерно упрощенной форме. Лёссовые горизонты считаются продуктами холодных условий, а палеопочвы - индикаторами относительно более влажной и теплой среды, что соответственно представляется ледниковыми (стадиальными) и межледниковыми или интерстадиальными условиями среды. Такой подход дает лишь приблизительную хронологию, которую трудно увязать с различными шкалами неоплейстоценовой истории и коррелировать с другими регионами. Определение генетических характеристик палеопочв, мерзлотных явлений, остатков биоты или каких-либо эрозионных границ позволяет в дополнение к описанию чередования холодных и теплых климатических периодов более дифференцированно разделить палеоклиматические события. Количество лёссовых, палеопочвенных и других слоев в четвертичных субаэральных профилях также зависит от геологической и геоморфологической ситуации, в которой они накапливались, что также стоит учитывать при построении итоговой стратиграфической последовательности. Изучение разрезов, сформировавшихся в различных обстановках, позволяет утверждать, что в разных геоморфологических, тектонических, климатических условиях развиваются существенно различные лёссово-почвенные последовательности (Pecsi, 1995, 1990). Следовательно, количество лёссово-палеопочвенных и других стратиграфических единиц в лёссовых профилях тесно коррелирует с совместным влиянием циклических климатических изменений и геоморфологической позиции, поэтому не обязательно, что каждая стратиграфическая единица, обнаруженная на конкретном участке или идентифицированная в региональном масштабе, может быть восстановлена и на других участках.

Предполагается, что лишь некоторые лёссово-почвенные разрезы представляют действительно полную историю последнего ледниково-межледникового цикла, например в Европе это разрез Нусслох (Nussloch) (Antoine et al., 2009, 2001). В некоторых разрезах могут отсутствовать целые интервалы, а другие включать в себя большее или меньшее количество стратиграфических единиц в одном временном интервале (Antoine et al., 2001; Schirmer, 2011). В итоге при установлении региональной лёссово-почвенной стратиграфической схемы в основном

учитываются только те стратиграфические единицы или их аналоги, которые представлены в большинстве исследованных разрезов.

Для уточнения времени формирования тех или иных стратиграфических единиц лёссово-почвенной последовательности в отсутствии хронологических данных, полученных различными методами датирования, принято использовать индикаторы климата. Индикаторы климата могут представлять собой различные данные о химическом и гранулометрическом составе, величине магнитной восприимчивости отложений и др. Эти данные принято коррелировать с другими климатическими архивами, которые имеют свою возрастную модель, например, с кернами глубоководных морских отложений (Elderfield et al., 2012; Hodell et al., 2008; Lisiecki, Raymo, 2005), кернами озерных отложений (Prokopenko et al., 2001; Sirocko, 2016), ледяными кернами Гренландии (Andersen et al., 2004; Rasmussen et al., 2014; Rousseau et al., 2007) или Антарктиды (Jouzel et al., 2007). Попытки использовать индикаторы климата для уточнения палеоклиматических обстановок и корреляции с глобальными записями также предпринимались и для территории юго-востока Западной Сибири (Chlachula, Little, 2011; Kravchinsky et al., 2008; Sizikova, Zykina, 2015, 2014; Zysin, Zykina, 2015; Zykina et al., 2022; Вольвах et al., 2019; Добрецов и др., 2003; Зыкина, Зыкин, 2012; Сизикова, Зыкина, 2014, 2013 и др.). Однако такие корреляции не редко не подтверждаются при проведении датирования отложений и без надежного хронологического контроля трудно доказать их достоверность. Поэтому исследователями настоятельно рекомендуется проведение детального датирования исследуемых отложений. Анализ геохронологических данных большего количества разрезов разных геоморфологических областей позволяет повысить точность составленной стратиграфической схемы лёссово-почвенной последовательности и межрегиональных корреляций.

1.3 Лёссово-почвенная стратиграфия второй половины среднего и верхнего неоплейстоцена юго-восточной части Западной Сибири

При изучении лёссовых отложений Верхнего Приобья исследователи использовали различные подходы к расчленению отложений: палеонтологические, палеомагнитные, литологические. При исследовании лёссовых отложений многие ученые замечали в них хорошо прослеживаемые уровни ископаемых почв (Москвитин, 1940; Нагорский, 1941; Православлев, 1933). Так, П.А. Православлев среди толщи четвертичных отложений Приобской равнины выделил 3 свиты: «С» - сизые суглинки около уреза воды, «В» - песчаные слои нижней части разреза, «С» - лёссовидные суглинки и супеси верхней части разреза (Православлев, 1933). В.А. Мартынов продолжил эту схему и выделил три свиты: касмалинскую, кочковскую и красnodубровскую (Мартынов, 1966). В последнюю свиту он выделил средневерхнеплейстоценовые отложения. С.А. Архипов в последствии объединил результаты палеомагнитных и палеонтологических исследований и разделил красnodубровскую свиту на три подсвиты, при этом коррелируя горизонты палеопочв с интерстадиалами и межлежниковьями, а вмещающие их лёссы – с периодами оледенений (Архипов, 1971). В 1980 году А.Н. Зудин, основываясь на новых данных по палеомагнетизму и принимая во внимания палеонтологические и, полученные им, геологические данные, отнес все отложения лёссово-почвенной последовательности палеомагнитной эпохи Брюнес к калманской свите (Зудин и др, 1977), что не стало общепринятым. В 1971 году И.А. Волков предложил выделить субаэральную формацию, которая включает в себя помимо непосредственно лёссов связанных с ними генетически горизонты палеопочв, эоловых песков и лёссовидные породы (Волков, 1971). Первая попытка расчленения верхнечетвертичной лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири была проведена И.А. Волковым (1971). В последствии им вместе с В.С. Зыкиной была составлена первая стратиграфическая схема неоплейстоцена лёссово-почвенной последовательности

Западной Сибири (Архипов и др, 1997; Волков, Зыкина, 1991, 1982, 1977; Зыкина и др, 1981). В данной схеме выделяются горизонты лёссов, накопившиеся в периоды похолоданий/оледенений и педокомплексы, состоящие из отдельных палеопочв, сформировавшихся в течение межледниковий и интерстадиалов, и разделяющих их лёссовых слоев. Эти подразделения были согласованы с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Западной-Сибирской равнины (Унифицированная..., 2000). Корреляция лёссово-почвенной стратиграфия Западной Сибири с Байкальской палеоклиматической записью показала хорошую сходимость климатических событий в рамках позднего неоплейстоцена (Карабанов и др, 2001).

Итоговая же версия стратиграфической схемы лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири была составлена В.С. Зыкиной и В.С. Зыкиным (Zykina, Zykina, 2008; Добрецов и др., 2003; Зыкина, 2006; Зыкина, Зыкин, 2012). Она разработана с учетом комплекса методов: палеопедологический, палеомагнитный, палеонтологический, а также с привлечением данных радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования. В схеме приведено сопоставление (Добрецов и др, 2003) всех стратиграфических единиц с морскими изотопными стадиями океанической кривой (Bassinot et al., 1994) и ледниковыми/межледниковыми горизонтами Западной Сибири (Архипов, 1989).

В своей работе автор придерживается финальной версии стратиграфической схемы лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири (рис. 1.2). Временные рамки интервала, рассматриваемого в данной работе, затрагивают конец среднего и верхний плейстоцен. Согласно схеме (Зыкина, Зыкин, 2012) под современной голоценовой почвой во временных пределах верхнего неоплейстоцена находится горизонт баганского лёсса, ниже суминская почва и ельцовский лёсс. Все три стратиграфические единицы коррелируют с сартанским ледниковым горизонтам и МИС 2. Под горизонтом ельцовского лёсса залегает искитимский педокомплекс (МИС 3), который соответствует каргинскому интерстадиалу. На юге Западной Сибири он представлен двумя ископаемыми почвами, разделенными

небольшим прослоем лёссовидного суглинка. Под искигимским горизонтом вскрываются отложения тулинского лёсса (МИС 4), залегающего на бердском педокомплексе. Последний состоит из двух палеопочв, разделенных прослоем лёссовидного суглинка. Верхняя почва является интерстадиальной и соотносится с подстадией МИС 5с, а нижняя является межледниковой (МИС 5е), образовавшейся во время казанцевского межледниковья. Отложения тулинского лёсса, верхняя почва бердского педокомплекса и подстилающий ее прослой лёсса скоррелированы с ермаковским ледниковым горизонтом. Ниже представлены отложения сузунского лёсса (МИС 6), койнихинского педокомплекса, состоящего из двух почв (МИС 7) и чарышский лёсс (МИС 8). Все три стратиграфические единицы при корреляции объединяются с тазовским горизонтом. По верхней границе сузунского лёсса проводится рубеж между средним и верхним неоплейстоценом.

Раздел	Звено, возраст (т.лн.)	Ледниковые и межледниковые горизонты	Комплексы млекопитающих	Палеомагнитная шкала	Изотопные стадии	Лессово-почвенная последовательность Западной и Средней Сибири (ПК - педокомплекс, Л - лёсс)	Лессово-почвенная последовательность	
Неоплейстоцен	Голоцен			Фауна среднего и позднего неоплейстоцена	БРЮНЕС	1	Современный-ПК	
	Верхний	10,2	Сартанский			2	Баганский Л (bg) Суминская почва (sm) Ельповский Л (el)	
			Каргинский			3	Искигимский ПК (is)	
			Ермаковский			4	Тулинский Л (tl) Сухоложский ПК	
						5		
			5a					
	5b							
	5c							
	5d							
	5e	Бердский ПК (br)						
Средний	130	Казанцевский	6	Сузунский Л (sz)				
		Тазовский	7	Койнихинский ПК (kn)				
			8	Чулымский Л (chl)				

■ - 1 ■ - 2 ■ - 3 ■ - 4 ■ - 5 ■ - 6 ■ - 7 ■ - 8

Рисунок 1.2. Стратиграфическая схема лёссово-почвенной последовательности конца среднего и верхнего неоплейстоцена юга Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012). 1 - гумусовые горизонты почв; 2 - иллювиальные горизонты почв; 3 - криогенные образования; 4 - лессы; 5 - стадии потепления; 6 - холоднее и короче чем голоцен; 7- интервал, имеющий 14С-даты ; 8 - интервал, имеющий ТЛ-даты.

Баганский лёсс. Впервые выделен И.А. Волковым в качестве послесуминского лёссовидного суглинка в стратотипическом разрезе Волчья грива (Каргатский район, Новосибирская область), где он перекрывал иллювиальный горизонт суминской почвы (Волков, 1971). Позднее лёсс получил термин «баганский» (Волков, Зыкина, 1977). Возраст лёсса оценивается как позднеледниковый на основании радиоуглеродных датировок из «костища» 14200 ± 150 л. н. (СОАН-78), 13600 ± 230 л. н. (СОАН-111) и 14800 ± 150 л. н. (СОАН-111А) (Панычев, 1979). В лёссовых разрезах часто является материнской породой для современной почвы. Мощность до 1,5 м.

Суминский педокомплекс впервые выделен И.А. Волковым в районе совхоза Озерский в Каргатском районе Новосибирской области (Волков, 1971). Стратотип горизонта – Волчья Грива, где описано, предположительно, лишь нижняя почва педокомплекса. Предполагается, что полный педокомплекс включает в себя три почвы: бёллинг, аллеред и раннеголоценовое потепление (Зыкина и др, 1981). В разрезах лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири встречается редко.

Ельцовский лёсс. Впервые выделен как искитимско-суминский (Волков, 1971), позже присвоено название ельцовский (Волков, Зыкина, 1977). Стратотип находится в разрезе Ложок (Искитимский район, Новосибирская область). Кроме лёссовидных суглинком, горизонт включает синхронные гривные толщи юга Западной Сибири. Широко распространен на юге Западной Сибири. Мощность лёссов 2-4 м, а гривной толщи – до 15 м (Зыкина и др., 1981). В разрезах залегает непосредственно на искитимском педокомплексе или других образованиях каргинского интерстадиала, которые имеют радиоуглеродные датировки. Возраст верхней границы оценивается на основании датировок из суминской почвы в Волчьей гриве, а также с учетом радиоуглеродной датировки 16210 ± 85 лет (СОАН-3891) из гумусового горизонта почвы в котловине оз. Аксор (Казахстан) (Зыкин и др., 2002). Кроме того, согласно проведенной корреляции лёссово-почвенных последовательностей Западной Сибири и Средней Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012), начало накопления

ельцовского лёсса приходится на 24 ± 4 тыс. лет назад (начало накопления одновозрастного трифонового лёсса в разрезе Куртак) (Frechen et al., 2005; Kravchinsky et al., 2008).

Искитимский педокомплекс. Впервые выделен И.А. Волковым в стратотипическом разрезе Ложок (Волков, 1971). Объединяет все субэральные отложения каргинского времени, мощность до 1,5 м. В стратотипе представлен двумя почвами черноземного типа, нижняя имеет более дифференцированный профиль. На юге Западной Сибири часто присутствует в лёссовых разрезах, иногда представлен одной почвой, часто сильно нарушен солифлюкционно-мерзлотными процессами. Возраст педокомплекса изначально определялся радиоуглеродными датировками от 20 до 35 тыс. лет назад (Зыкина и др., 1981). В последствии уточнен в интервале 24 ± 4 - 53 ± 4 тыс. лет назад (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003).

Тулинский лёсс. Впервые выделен И.А. Волковым в стратотипическом разрезе Ложок как бердско-искитимский (Волков, 1971), позднее описан как «тулинский» (Волков, Зыкина, 1977). Широко распространен в разрезах юга Западной Сибири, мощность до 4 м. Стратиграфическое положение обусловлено залеганием на бердском педокомплексе, почвы которого являются стратиграфическими реперами (Зыкина и др., 1981). Согласно корреляции лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири с аналогичной Средней Сибири, где накопление одновозрастного чанинского лёсса происходило в период 68 ± 8 - 53 ± 4 тыс. лет назад, эти же временные рамки принимаются для тулинского лёсса (Зыкина, Зыкин, 2012).

Бердский педокомплекс. Впервые выделен И.А. Волковым, стратотип – разрез Ложок (Волков, 1971). Включается в себя все субэральные образования казанцевского межледниковья и интерстадиалов раннеермаковского времени. Педокомплекс состоит из двух палеопочв, нижняя из которых более мощная и хорошо дифференцированная на почвенные горизонты, обладает рядом морфотипических признаков, позволяющих считать ее маркером при внутри и межрегиональных сопоставлений (Зыкина, Зыкин, 2012). Мощность 2-3 м, в разрезах лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири встречается достаточно часто, иногда не

в полном объеме. Возраст бердского педокомплекса оценивается по результатам термолюминесцентного датирования в разрезе Куртак (Средняя Сибирь), где пределы формирования нижней бердской почвы приводятся в интервале 119 ± 3 – 143 тыс. лет назад (Zander et al., 2003; Зыкина, Зыкин, 2012). Возраст каменоложского педокомплекса (МИС 5d-a) в разрезе Куртак оценивается интервалом 68 ± 8 - 119 ± 3 тыс. лет назад (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003). В лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири присутствует только верхняя бердская почва, сформировавшаяся в подстадию МИС 5с, что соответствует нижней почве сухоложского педокомплекса (Зыкина, Зыкин, 2012).

Сузунский лёсс. Впервые выделен как «добердский лёсс» И.А. Волковым (1971), позднее описан как сузунский (Волков, Зыкина, 1977). Стратотип – разрез Ложок. Стратиграфическая принадлежность лёсса обуславливается его залеганием под бердским педокомплексом (Зыкина и др., 1981). Сузунский лёсс имеет термолюминесцентную датировку 140 ± 14 тыс. лет назад в разрезе Белово (Архипов и др., 1997).

Койнихинский педокомплекс. Выделен впервые И.А. Волковым, стратотип – разрез Ложок (Волков, 1971). Состоит из двух хорошо развитых палеопочв, разделенных прослоем лёсса, нижняя почва мощнее верхней, мощность педокомплекса 1,5-2,5 м. Его стратиграфическое положение обусловлено залеганием под сузунским лёссом, который в свою очередь подстилает в разрезах типичный бердский педокомплекс (Зыкина и др., 1981).

Чулымский лёсс. Впервые выделен в карьере у пос. Шипуново на левом берегу р. Бердь (Волков, Зыкина, 1977). Мощность суглинка 4 – 6 м (Зыкина и др., 1981).

1.4 Палеонтологическая характеристика района исследования

Изучение видового состава мелких млекопитающих в плейстоценовых отложениях часто применяется для характеристики палеогеографических условий с применением метода актуализма и в биостратиграфических целях. В рамках рассматриваемой в диссертационной работе территории наиболее значимые местонахождения фауны приурочены к разрезам Приобского плато (Круковер, 1991): Вяткино (вяткинские слои - аллювий), Малиновка (аллювиальные местонахождения), Белово и Гоньба (местонахождения в кротовинах), и Предалтайских увалов (Маликов, Голованов, 2021а): Солоновка, Петропавловское (аллювиальные местонахождения). Для целей биостратиграфии в регионе обосновано несколько самостоятельных комплексов мелких млекопитающих: раздольинский комплекс и вяткинский (= тираспольский) комплекс. Помимо комплексов, получивших полноценное обоснование, несколько фаун были описаны как имеющие потенциал для выделения в самостоятельные комплексы: фауна Карай-Дубинского (Петропавловского) типа, татарско-калманкская фауна и фауна среднего и позднего неоплейстоцена (Krukover, 2007; Зажигин, 1980; Круковер, 1991).

Ниже приведены наиболее значимые местонахождения микротериофауны Приобского плато по (Krukover, 2007) и их биостратиграфическое значение. В разрезе Вяткино выделено три местонахождения: Вяткино-1 – вяткинский комплекс над нижней почвой беловского педокомплекса (МИС 17) в зоне прямой намагниченности Брюнес, характеризующий начало среднего неоплейстоцена/раннего неоплейстоцена. Вяткино-2 – фауна Карай-Дубинского (Петропавловского) типа под евсинским педокомплексом в зоне обратной намагниченности Матуяма, фауна характеризующая переход между ранним и средним плейстоценом/эоплейстоценом и неоплейстоценом. Вяткино-3 – фауна среднего и позднего неоплейстоцена в почве шипуновского педокомплекса (МИС 9). В разрезе Белово выделяется пять местонахождений: Белово-1 в евсинском педокомплексе (МИС 19), Белово-2,

приуроченное к беловскому педокомплексу (МИС 17), Белово3 – к шадрихинскому педокомплексу (МИС 11), Белово-4 – койнихинскому (МИС 7) и Белово-5 – к искитимскому (МИС 3). В местонахождениях Белово-1,2,3 отмечается фауны вяткинского комплекса, описывающая разные этапы его развития. В местонахождениях Белово-4,5 – фауна среднего и позднего неоплейстоцена. В разрезе Гоньба выделено три местонахождения. Гоньба 1 – эоплейстоценовая фауна раздольинского комплекса, приурочено к палеопочве в основании разреза, ниже малиновского педокомплекса (МИС 21); Гоньба-2 – вяткинский комплекс над евсинским педокомплексом (МИС 19) в зоне обратной намагниченности Матуяма; Гоньба-3 – вяткинская фауна, приурочена к шадрихинскому педокомплексу (МИС 11). В разрезе Малиновка выделено четыре местонахождения: Малиновка 1 – раздольинская фауна в основании разреза; Малиновка-2 - фауна Карай-Дубинского (Петропавловского) типа - малиновский педокомплекс (МИС 21); Малиновка-3 – вяткинская фауна внутри евсинского педокомплекса (МИС 19) в палеомагнитной (ПМ) зоне Брюнес, Малиновка-4 – фауна среднего и позднего неоплейстоцена в аллювии залегающем с размывом на евсинском педокомплексе. В разрезе Шелаболиха отмечается четыре местонахождения: Шелаболиха-1 и Шелаболиха-2 – фауна раздольинского комплекса в безымянных палеопочвах в зоне палеомагнитной эпохи Матуяма; Шелаболиха-3 - фауна Карай-Дубинского (Петропавловского) типа, приурочено к малиновскому педокомплексу (МИС 21), ПМ эпоха Матуяма; Шелаболиха-4 – фауна среднего и позднего неоплейстоцена в верхней части разреза, в ПМ зоне Брюнес.

Большее количество местонахождений отмечается для среднего и позднего неоплейстоцена. В основном это аллювиальные местонахождения датируемые средним плейстоцен: аллювиальные калманские слои у с. Калманка (тобольское время), аллювий бобковской свиты у с. Бобково (р. Алей; конец среднего неоплейстоцена), аллювиальные отложения в разрезах Солоновка и Петропавловское (начало среднего неоплейстоцена). Ряд средненеоплейстоценовых местонахождений связан с горизонтами палеопочв в разрезах Белово и Усть-Чарышская Пристань. Остатки мелких млекопитающих позднего неоплейстоцена в основном происходят из

аллювиальных местонахождений (р. Обь, Бия, Катунь, Чумыш, Тальменка, Иша) и из кротовин в субэдральных разрезах Приобского лессового плато и Предалтайских увалов.

Раздольинский комплекс имеет эоплейстоценовый возраст и может быть скоррелирован с таманским фаунистическим комплексом Восточной Европы примерно соответствующая стадиям МИС 63 – МИС 21. Стратотип комплекса находится между с. Большевик (бывшее с. Раздолье) и Маханово в Алейском районе Алтайского края (Зажигин, 1980). Для него характерно присутствие *Prosiphneus sp.*, *Mimomys intermedius* Newton, 1881, *Mimomys pusillus* Mehely, 1914, *Allophaiomys sp.*, *Microtus ex gr. hintoni-gregaloides*, *Prolagurus pannonicus* Kormos, 1930 (Krukov, 2007).

Фауна Карай-Дубинского (Петропавловского) типа синхронна малиновскому педокомплексу (МИС 21) и тальменскому лёссу (МИС 20), лёссово-почвенной стратиграфии (Зыкина, Зыкин, 2012). Фауна представляет собой завершающий этап существования раздольинского комплекса, нижняя граница определяется по исчезновению *Prosiphneus sp.* и появлению *Myospalax sp.* В остальном видовой состав фауны близок раздольинскому комплексу (Krukov, 2007).

Нижняя граница раннеэоплейстоценового вяткинского комплекса (описан В.С. Зажиным (1980) у пос. Вяткино) определяется по исчезновению *Allophaiomys* и *Prolangurus pannonicus* и по появлению *Microtus cf. nivaloides*, *Lagurus transiens* Janossy, 1962, *Prolangurus aff. posterius* Zazhigin, 1969 (Krukov, 2007). Этот комплекс сопоставляется с тираспольской фауной Восточной Европы раннего эоплейстоцена/начала среднего эоплейстоцена (МИС 19 – МИС 12). В юго-восточной части Западной Сибири является последним комплексом, имеющим различия по видовому составу от современной микротериофауны.

Главным отличием фаун среднего и позднего эоплейстоцена от более древних комплексов является присутствие современных видов : *Myospalax myospalax* Laxmann, 1773, *Microtus gregalis* Pallas, 1779, *Microtus oeconomus* Pallas, 1776, *Lagurus lagurus* Pallas, 1773, *Arvicola terrestris* L., 1758 (Krukov, 2007). Татарско-

калманская фауна тобольского времени включает грызунов *Lagurus lagurus*, *Microtus gregalis*, *Arvicola kalmankensis* Zazhigin, 1980 и др., на Приобском плато описана в местонахождении у пос. Калманка (Зажигин, 1980). В настоящее время возраст фауны из местонахождений Татарка (Омская обл.) и Калманка требует уточнений в связи с появлением новых данных о возрасте сингильской фауны (Застрожных и др., 2018), с которой традиционно сопоставляли татарско-калманскую фауну (Маликов, Голованов, 2021b). В небольшом количестве остатки грызунов известны из отложений из бобковской свиты (конец среднего неоплейстоцена): *Desmana* sp., *Spermophilus erythrogegens* Brandt, 1841, *Arvicola* sp., *L. lagurus*, *Eolagurus luteus* Eversmann, 1840, *Ellobius* sp., *M. gregalis*, *Myospalax* ex gr. *myospalax*, *Pygerethmus zhitkovi* Kuznetsov, 1930 (Адаменко, 1974). Среди фауны среднего и позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири отсутствуют отдельные комплексы микротериофауны, как для нижнего неоплейстоцена или эоплейстоцена. Это обусловлено как недостатком палеонтологического материала с отчетливой стратиграфической привязкой, так и тем, что для микротериофауны позднего неоплейстоцена свойственно присутствие современных видов млекопитающих, что затрудняет оценку их эволюционных изменений (Зажигин, 1980).

Помимо микротериофауны на юге Западной Сибири в большом количестве известны остатки крупных млекопитающих различных этапов неоплейстоцена (Адаменко, 1974; Васильев и др., 2016, 2015; Паньчев, 1979; Шпанский, 2018 и др.). Однако, в большинстве своём эти остатки представлены единичными находками, часто, без привязки к разрезу. Наиболее массовые остатки крупных млекопитающих среднего и позднего неоплейстоцена собраны на бечевниках рек Чумыш, Чик и Обь (Васильев и др., 2016, 2015 и др.). Поскольку эти материалы представляют собой переотложенные комплексы их крайне сложно использовать в биостратиграфических целях и весьма условно можно использовать в качестве палеогеографических реперов. Так комплекс с р. Чик показывает преимущественно открытые степные ландшафты. На это определенно указывает более чем двукратное преобладание остатков лошади над бизоном (49,2 и 23 % соответственно), присутствие

таких типично степных видов, как сайгак, лошадь Оводова. В фауне этого времени немногочисленны остатки оленей и хищников. Единичные остатки северного оленя (0,3 %), наряду с заметным участием гигантского оленя (1,6 %). Всё это указывает на климат близкий к современному. Кости бобра и рыси указывают на существование приречной лесной растительности (Васильев и др., 2016, 2015).

В разрезах лёссово-почвенной последовательности, исследуемых в данной работе, палеонтологическая характеристика довольно скудная. Чаще всего встречается фауна мелких млекопитающих, приуроченная к норам землероев, что исключает переотложение костного материала и позволяет провести четкую стратиграфическую привязку ископаемых остатков по оценке материала заполнителя норы и непосредственно самой ископаемой почвы или лёссовых отложений. Остатки крупной фауны в лёссовых встречаются реже. Чаще всего такие находки обнаруживались при больших экскавациях на действующих карьерах.

На территории Новосибирского Приобья в карьере 1,5 км по течению р. Бердь ниже г. Искитима в слое ельцовского лёсса отмечаются наземные моллюски *Succinea putris* L., 1758, *Vallonia pulchella* O. F. Müller, 1774, *Pupilla muscorum* L., 1758, *Columella edentula* Draparnaud, 1805, что свидетельствует о формировании отложений в субаэральной среде (Зыкина и др., 1981). В карьере Мраморный (1,5 км на северо-восток от разреза Ложок) в суглинке, разделяющем почвы искитимского педокомплекса, обнаружены череп шерстистого носорога, по которому получена датировка 32 780±670 лет (СОАН-629) (Волков, Зыкина, 1977) и кости *Bison priscus* Vojanus, 1827 (Зыкина и др., 1981). В близко расположенном карьере по добыче щебня на границе ельцовского лёсса (МИС-2) и верхней почвы искитимского педокомплекса (МИС-3) найдена правая ветвь рога *Cervus elaphus* L., 1758, а из кротовин искитимских почв – *Citellus* sp. (Зыкина и др., 1981).

В карьере близ ст. Ложок в горизонте сузунского лёсса (МИС-6) в погадке хищной птицы определены кости пятипалого тушканчика, земляного зайчика рода *Alactagulus*, толстохвостого тушканчика рода *Pugethymus* и рыбы зубы (Волков, 1971). Там же И.А. Волковым отмечается, что, анализируя современные ареалы

распространения грызунов, формирование верхней части слоя сузунского лёсса, подстилающего в разрезе нижнюю бердскую почву, происходило в значительного более сухом и теплом климате, чем современный (Волков, 1971). Кроме того, в сузунском лёссе также был найден скелет цокора *Myospalax myospalax* и др., 1981). В одной из нор землероев верхней почвы искитимского педокомплекса обнаружены остатки *Citellus sp.* (Волков, 1971). Непосредственно в разрезе Ложок в 2018 при промывке нор из нижней искитимской почвы (МИС 3) были обнаружены остатки *Microtus oeconomus*.

В разрезе Красногорское (Предалтайская равнина) в отложениях искитимского педокомплекса (МИС 3) был обнаружен фрагмент лучевой кости гигантского оленя *Megaloceros antiquus* и фрагмент плечевой кости *Megaloceros sp.*, радиоуглеродное датирование кости показало возраст $22,1 \pm 1,1$ тыс. лет назад (Gd-16386) (Vábek et al., 2011).

В разрезе Солоновка под искитимским педокомплексом (МИС 3) найден фрагмент штанги рога лося *Alces alces* L., 1758. В отложениях искитимского педокомплекса (МИС 3) встречены остатки суслика *Spermophilus undulatus* Pallas, 1778 (Маликов, Голованов, 2021b). В разрезе Солоновка хорошую палеонтологическую характеристику имеют отложения, подстилающие субаэральную часть разреза (Зыкин и др., 2017). Стоит также привести палеонтологическую характеристику разреза лёссово-почвенной последовательности Петропавловское, расположенного в соседнем от Ануйского Колыванском увале Предалтайской равнины. В тулинском лёссе (МИС 4) встречены остатки *S. undulatus*, в почвах бердского педокомплекса (МИС 5) определены *S. undulatus*, *M. gregalis*, *Sicista subtilis* Pallas, 1773 и *L. Lagurus* (Маликов, Голованов, 2021с).

В верхнеплейстоценовой части разреза Белово в отложениях искитимского педокомплекса (МИС 3) описаны остатки суслика *S. undulatus*, в мерзлотном клине нижней искитимской почвы найдены остатки скелета корсака *in situ Vulpes corsac* L., 1768 (Маликов, Голованов, 2021с). В тулинском лёссе (МИС 4) – остатки *S. undulatus* и *Cricetulus barabensis* Pallas, 1773 (Маликов, Голованов, 2021с). В почвах

бердского педокомплекса (МИС 5) обнаружен *S. undulatus* (Маликов, Голованов, 2021с), из кротовин синхронных нижней бердской почвы известны остатки *Citellus sp.*, *L. lagurus* и *Allactaga sp.* (Зыкина, Зыкин, 2012). Из среднееоценового сузунского лёсса (МИС 6), подстилающим нижнюю почву бердского педокомплекса, извлечены остатки *S. undulatus* (Маликов, Голованов, 2021с).

Все перечисленные мелкие млекопитающие субэзальной части разрезов Солоновка, Белово и Петропавловское являются признаком открытых ландшафтов полупустыни, степи и лесостепи, об этом же свидетельствует находка корсака в нижней искитимской почве (МИС 3) разреза Белово (Маликов, Голованов, 2021с). И в целом для юго-восточной части Западной Сибири в позднем плейстоцене характерна фауна открытых (степных и полупустынных) и полузакрытых (лесных и лесостепных) ландшафтов (Галкина, 1980; Круковер, 1991).

Таким образом, данные по микротериофауне на юго-востоке Западной Сибири позволяют использовать их остатки в биостратиграфических целях. Фаунистические данные позволяют производить стратиграфическое расчленение отложений до уровня звена ОСШ. Биостратиграфические данные по микротериофауне хорошо коррелируют с лёссово-почвенной стратиграфией (Зыкина, Зыкин, 2012) и данными ОСЛ датирования. Так фауна из аллювиальных отложений разрезов Солоновка и Петропавловское однозначно может быть интерпретирована как фауна среднего неоплейстоцена по морфологическим данным (Маликов, Голованов, 2021а, 2021d). Отложения содержащие остатки фауны перекрыты лёссово-почвенной серией верхнего неоплейстоцена (Зыкин и др., 2017; Зыкина и др., 2018) охарактеризованной в том числе ОСЛ датами (разрез Солоновка).

1.5 Состояние геохронологической изученности лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири

В юго-восточной части Западной Сибири количество радиоуглеродных датировок достаточно высоко. Однако отмечается явный недостаток данных о возрасте как ниже пределов датирования радиоуглеродного метода, так и в целом для разрезов лёссово-почвенной последовательности, поскольку радиоуглеродный метод позволят оценить возраст только верхней почвы искитимского педокомплекса, а костные или древесные остатки встречаются в лёссах крайне редко. Заметна явная нехватка данных люминесцентного датирования, особенно по сравнению с другими регионами распространения лёссов как в Российской Федерации, там и Северного полушария, где в последние десятилетия получено большое количество новых датировок. Для территории Западной Сибири имеется лишь одна детальная хронология, подтвержденная люминесцентным датированием – разрез Куртак Красноярского края, в котором представлены отложения лёссово-почвенной последовательности Средней Сибири верхнего и среднего неоплейстоцена (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003). Однако несмотря на схожесть в палеопедологических характеристиках стратиграфических единиц разрезов юго-востока Западной Сибири и разреза Куртак, последний находится на достаточно значительном расстоянии (порядка 600 км) от изучаемых разрезов, что препятствуют проведению многих реконструкций. Стоит также отметить люминесцентные датировки И. Хлакулы, полученные для разреза Мраморный, расположенного неподалеку от изучаемого в диссертационной работе разреза Ложок. Согласно этим данным возраст тулинского лёсса оценивается датой 65 ± 4 т. л. н., а датировка 110 ± 6 т. л. н. (Chlachula et al., 2008) устанавливает казанцевский возраст (МИС 5e) нижней почвы нижележащего педокомплекса, что противоречит стратиграфическому расчленению разреза, где эти почвы соотносятся с шипуновским педокомплексом (МИС 9; Zykin, Zykina, 2015; Зыкина, Зыкин, 2012).

Две радиоуглеродные и одиннадцать термолюминесцентных датировок лессовых отложений разреза Белово в диапазоне от 863 до 22,4 т. л. н. представлены в монографии А.А. Свиточа с соавторами (Разрез..., 1978). В таблице (табл.1) приведены только даты, относящиеся к рассматриваемой в диссертационной работе части разреза. Однако в настоящее время старые термолюминесцентные признаны невалидными (Решения..., 2018). В разрезе Белово Имеется также еще одна термолюминесцентная датировка 140 ± 14 тыс. л. н. из сузунского лёсса (МИС 6) (Архипов и др., 1997). Кроме того, имеется ряд более древних термолюминесцентных датировок по разрезам Приобского плато (Архипов и др., 1997, 1995). Стоит отметить достаточное большое количество датировок в местонахождении Волчья Грива. По новым данным радиоуглеродного датирования возраст костеносного слоя (глубина $\sim 1 - 2$ м) в раскопах, расположенных западнее изученного в диссертационной работе, составляет от 11 до 20 тыс. лет назад (Leshchinskiy et al., 2021; Лещинский, 2018). В таблице 1 приведены радиоуглеродные датировки, полученные разными исследователями для рассматриваемых в работе разрезах. Кроме того, целесообразно привести датировки по разрезу Мраморным, расположенным около разреза Ложок.

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки из лёссово-почвенных разрезов, юго-востока Западной Сибири.

Радиоуглеродный возраст	Итоговый возраст	Лаб. номер	Слой	Разрез	Примечание	Источник
19400 ± 800 л.н.	23212 ± 959 кал.л.н.	СОАН-164	el	Ложок	Линза гумусированного алеврита в основании ельцовского лёсса	(Волков, 1973)
21700 ± 900 л.н.	25982 ± 1061 кал.л.н.	СОАН-12	el	Ложок	Линза гумусированного алеврита в основании ельцовского лёсса	(Волков, 1973)
26300 ± 700 л.н.	30837 ± 501 кал.л.н.	ИГАН-167	is ₂	Мраморный	Погребенная почва, гуминовые кислоты	(Зыкина и др., 1981)
20145 ± 440 л.н.	24269 ± 1092 кал.л.н.	СОАН-9703	is ₁	Ложок	Погребенная почва, гуминовые кислоты	(Вольвах и др., 2021)
29000 ± 450 л. н.	33676 ± 1061 кал.л.н.	ИГАН-168	is ₁	Мраморный	Погребенная почва, гуминовые кислоты	(Зыкина и др., 1981)

30000±100 0 л.н.	34358±1066 кал.л.н.	ИГАН-169	is ₁	Ложок	Погребенная почва, Гуминовые кислоты	(Зыкина и др., 1981)
33100±160 0 л.н.	38026±1740 кал.л.н.	СОАН-165	is ₁	Мраморный	Уголь из гумусового го- ризонта погребенной почвы	(Зыкина и др., 1981)
32780±670 л.н.	37407±714 кал.л.н.	СОАН-629	над is ₁	Мраморный	По костям носорога шер- стистого, лежащих на по- гребенной почве	(Зыкина и др., 1981)
	65±4 т.л.н.	IS10B	tl	Мраморный	Оглееный прослой в осно- вании	(Chlachula et al., 2008)
	110±6 т.л.н.	IS16A	shp	Мраморный	Основание погребенной почвы	(Chlachula et al., 2008)
23114±793 л.н.	27218±757 кал.л.н.	NSKA-s821	is ₂	Белово	Погребенная почва, гуминовые кислоты	(Сизикова и др., 2015)
23160±550 л.н.	27324±520 кал.л.н.	СОАН- 2499	is ₂	Белово	Погребенная почва, гуминовые кислоты	(Зыкина и др., 2000)
	140±14 т.л.н.		sz	Белово	Лессовидный суглинок,	(Архипов и др., 1997)
	22,4±3 т.л.н.	МГУ-КТЛ- 46		Белово	Лессовидный суглинок, глубина 9,5 м, над первой погребенной почвой	(Разрез..., 1978)
32±1,3 т.л.н.		МГУ-211		Белово	Гуминовые кислоты из первой погребенной почвы	(Разрез..., 1978)
	58,5±6,1 т.л.н.	МГУ-КТЛ- 47		Белово	Лессовидный суглинок, глубина 13,8 м	(Разрез..., 1978)
	91,7±11,2 т.л.н.	МГУ-КТЛ- 45		Белово	Суглинок, вторая поgre- бенная почва, глубина 15,5 м	(Разрез..., 1978)
	123±11 т.л.н.	МГУ-КТЛ- 7		Белово	Лессовидный суглинок, глубина 23 м	(Разрез..., 1978_
22100 ± 1100 л.н.		Gd-16386		Красногор- ское	Фрагмент кости гигант- ского оленя	(Babek et al., 2011)
23 065 ± 420 л.н.	27 955 ± 445 кал.л.н.	СОАН 9484	is ₂	Красногор- ское	Погребенная почва, Гуминовые кислоты	(Зыкина и др., 2019)
32040 ± 470 л.н.		АА-83712		Каменушка (Ключи)	Педокомплекс, глубина 8,6 м	(Матасова и др., 2011)
35680 ± 730 л.н.		АА-83713		Каменушка (Ключи)	Педокомплекс, глубина 8,6 м	Матасова и др., 2011)
43500 ± 1900 л.н.		АА- 83714		Каменушка (Ключи)	Педокомплекс, глубина 7,9 м	Матасова и др., 2011)

14800±150 л.н.		СОАН-111А	sm	Волчья Грива	Возраст фракции коллагена	(Панычев, 1979)
14200±150 л.н.	17 245 ± 448 кал.л.н.	СОАН-78	sm	Волчья Грива	Кость мамонта на поверхности иллювиального горизонта почвы, глубина 2,0 м	(Панычев, 1979)
13600±230 л.н.	16 340 ± 672 кал.л.н.	СОАН-111	sm	Волчья Грива	Сумма органической фракции кости	(Панычев, 1979)
19540 ± 50 л.н.		UGAMS-32287		Волчья Грива	Кость лошади, глубина 1,91-1,95 м	(Leshchinskiy et al., 2021)
18420 ± 45 л.н.		UGAMS-32278		Волчья Грива	Кость мамонта, глубина 1,58-1,79 м	(Leshchinskiy et al., 2021)
18460 ± 45 л.н.		UGAMS-32277		Волчья Грива	Кость мамонта, глубина 1,24-1,42 м	(Leshchinskiy et al., 2021)
13700 ± 35 л.н.		UGAMS-32275		Волчья Грива	Кость мамонта, глубина 1,04-1,38 м	(Leshchinskiy et al., 2021)

ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА И ИССЛЕДУЕМЫЕ РАЗРЕЗЫ

2.1 Географическое положение и краткая геолого-геоморфологическая характеристика исследуемой территории

Район исследования расположен на юго-востоке Западной Сибири. Западная Сибирь — это обширная территория, располагающаяся между Уральским хребтом на западе, р. Енисей на востоке, Алтае-Саянской и Казахской складчатыми областями на юге и открыта на север в сторону Северного Ледовитого океана. Западную Сибирь принято делить на горную часть, куда входит ее юго-восточное горное обрамление, и равнинную часть, именуемую Западно-Сибирской равниной. От южной границы Барабинской низменности вплоть до предгорий Алтая, в пределах 51° - 55° северной широты и 80° - 85° восточной долготы, находится территория верхнего Приобья – основной зоны распространения лёссовых отложений юго-востока Западной Сибири.

Рельеф верхнего Приобья обуславливается эрозионно-аккумулятивной деятельностью современных водотоков и четвертичных прарек, процессами субаэрального накопления отложений, а также, в некоторой степени, эндогенными процессами. Лёссовые отложения верхнего Приобья залегают покровом на всех водораздельных областях и высоких (начиная со второй) террасах крупных водотоков.

В геологическом плане территория верхнего Приобья является частью крупной отрицательной структуры первого порядка – Западно-Сибирской платформы. На юго-востоке Западно-Сибирской платформы с начала олигоцена при формировании внутриконтинентального горного пояса образовалась предгорная зона опускания – Предалтайская неотектоническая предгорная впадина (Адаменко, 1974).

Она подразделяется на морфоструктуры второго порядка, имеющие специфические характеристики рельефа, геологическое строение и тектонический режим. К положительным структурам второго порядка относятся Предалтайская предгорная возвышенная равнина, Предсалаирская предгорная возвышенная равнина, Обь-Чумышское и Приобское плато, к отрицательным – Кулундинская низменность и долина Оби (Адаменко, 1974). В геоморфологическом плане исследователи не имеют какого-то общего мнения и по-разному проводят расчленение данной территории, с выделением регионов различного масштаба.

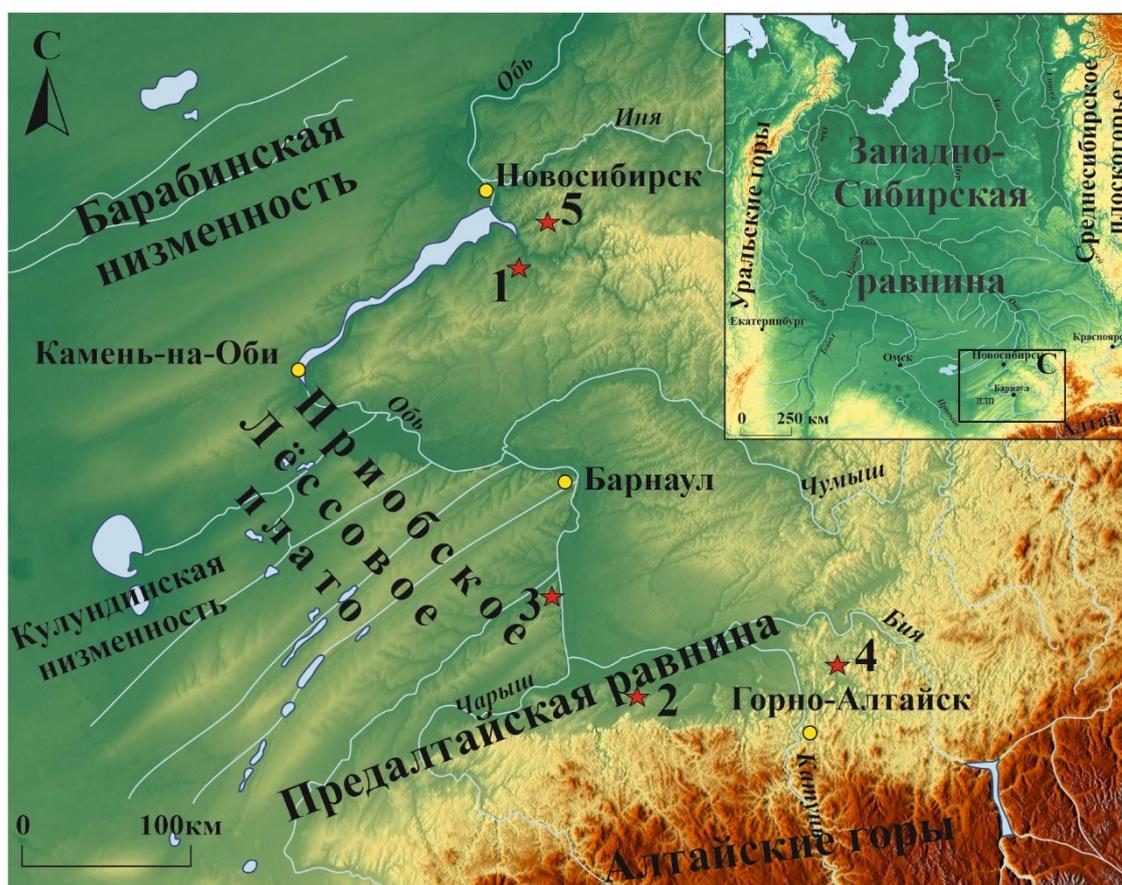


Рисунок 2.1. Расположение исследуемых разрезов на карте-схеме юго-восточной части Западной Сибири. 1 – разрез Ложок, 2 – разрез Солоновка, 3 – разрез Белово, 4 – разрез Красногорское, 5 – разрез Ключи

В данной работе принято разделение верхнего Приобья на шесть основных элементов – Кулундинская низменная равнина, Приобское плато, Предалтайская и Предсалаирская предгорные равнины, Обь-Чумышское плато и долина р. Обь с её крупными притоками (рис. 2.1) (Адаменко, 1974; Черноусов и др., 1988).

Приобское плато, также называемое Приобское увалистое плато, располагается между Кулундинской низменной равниной и долиной р. Обь, на юго-востоке ограничено долиной р. Чарыш, на северо-западе Барабинской низменной равниной. В тектоническом отношении соответствует Барнаульской и частично Бийской структурным террасам (Адаменко, 1974). Рельеф плато является системой террасированных увалов шириной около 10 км каждый. Высота плато варьируется от 100 до 400 м и индивидуальна для разных увалов. Отличительной особенностью плато является его расчлененность с юго-запада на северо-восток широкими ложбинами стока с глубиной расчленения до 100 м.

Предсалаирская предгорная равнина находится на правом берегу Оби между её долиной и юго-западным склоном Салаирского кряжа. В тектоническом отношении соответствует Барнаульской структурной террасе (Адаменко, 1974). Предсалаирская равнина характеризуется холмисто-увалистым рельефом и сложной овражно-балочной и речной сетью, что обуславливает ее большую густоту расчленения и современный облик. Абсолютные отметки достигают 300 м, а глубина расчленения увеличивается от 50 м, в устьях притоков Оби, до 150 м в направлении Салаира.

Предалтайская предгорная равнина расположена в северной оконечности Алтая и с севера ограничена долинами рек Бия, Обь и Чарыш. В тектоническом отношении данная территория соответствует Рубцовской структурной террасе. Предалтайская равнина дренируется рядом притоков Оби различного порядка, имеющих в основном северное и северо-восточное направление, образуя увалистый рельеф, расчлененный довольно широкими долинами. Глубина расчленения достигает 50 м. Абсолютные отметки изменяются от 200 до 400 м в южном направлении.

Обь-Чумышское плато располагается в Обь-Чумышском междуречье и с юго-востока примыкает к Салаирскому кряжу. В тектоническом плане соответствует Рубцовской структурной террасе. Характеризуется полого-увалистым рельефом с узкими водоразделами и густой овражной сетью. Абсолютные высоты достигают

500 м и полого понижаются в северо-западном направлении до 350 м. Глубина расчленения доходит до 100 м и в среднем равны 50-60 м.

Кулундинская низменная равнина располагается на западе территории и отделяется от Приобского плато четко выраженным сглаженным уступом, достигающим 50-75 м в высоту. В тектоническом плане соответствует наиболее погруженной Центрально-кулундинской структурной террасе (Адаменко, 1974). Характеризуется плоским и слабоволнистым гривным рельефом с многочисленными озерами в межгривных понижениях. Абсолютные высоты варьируют от 100 м на низких террасах озер, до 160 м на водоразделах. Лессовые отложения здесь залегают на относительно широких водоразделах и маломощны.

Разрезы лёссовых отложений, исследуемые в данной работе расположены на территории Предалтайской предгорной равнины, Приобского увалистого плато, Предсалаирской предгорной равнины.

2.2 Климат и гидрография

Климат является важнейшим параметром формирования лёссовых отложений, во многом определяя количество вносимого и выносимого обломочного материала. Вывод материала из дренажного бассейна напрямую контролируется количеством годовых осадков, вегетативным закреплением почвенного покрова и развитием речной сети. Так, в аридных зонах вывод осадка небольшой, поскольку скорость выветривания низкая, а поверхностный сток незначительный.

Климат верхнего Приобья умеренно-континентальный с довольно высокими годовыми и суточными колебаниями температур, умеренными ветрами, пониженной влажностью воздуха, что связано с удаленностью рассматриваемой территории от океанических воздушных масс (Орлова, 1962). Средняя годовая температура воздуха в регионе колеблется от $+0,7^{\circ}\text{C}$ на севере до $+2,5^{\circ}\text{C}$ на юге. Средняя

температура летних месяцев около $+20^{\circ}\text{C}$ (с максимумом около $+40^{\circ}\text{C}$ в июле), зимних -16°C (с минимумом вплоть до -50°C в январе). Суточное колебание температур может достигать 30°C . Здесь встречаются различные потоки воздушных масс: континентально-умеренный поток, движущийся с юга на север; континентально-арктический надвигающийся с севера; и морской умеренный с запада (Орлова, 1962). Также редко проникает континентально-тропический поток из Средней Азии (Орлова, 1962). Преобладающее направление движения воздушных масс – юго-западное зимой и северо-восточное летом. Наибольшая величина ветрового потока достигает в весенние и осенние месяцы и равна 5-8 м/с. Такое разнообразие воздушных масс обуславливает резкие перепады температуры и неоднородность распределения осадков в течение года (Орлова, 1962). В теплую часть года выпадает до 80% годовой суммы осадков в виде ливневых дождей (Яковлева и др., 1972). Максимальная сумма осадков выпадает в июне, минимальное в период февраль-март. Средние суммы осадков на территории верхнего Приобья неоднородны и уменьшаются от Салаира к Кулундинской низменности от 500 до 250 мм. Большая часть снежного покрова выпадает в первую половину зимы (Геокриологические..., 1964). Высота снежного покрова достигает 60 см, однако на больших открытых пространствах снежный покров часто разрушается, что приводит к промерзанию грунта до 2 м в глубину и интенсивному морозному выветриванию. Летом повышается воздействие ветровой эрозии и вследствие этого повышается концентрация пыли в воздухе. Величина годовой суммарной радиации достигает 120-140 ккал/см² (Орлова, 1962). Благодаря длительным летним дням 70% получаемой солнечной радиации приходится на летние месяцы. Летом на радиационный баланс довольно сильно влияет повышенная концентрация пыли в атмосфере и в целом он положительный. Зимой снежный покров отражает больше половины поступающей солнечной энергии и радиационный баланс становится отрицательным.

Водные ресурсы исследуемого района представлены речной системой Оби, бессточным бассейном Обь-Иртышского междуречья и озерами Кулундинской

низменной равнины. Обь протекает от места слияния Бии и Катунь на север в сторону Северного Ледовитого океана, имеет ряд крупных притоков – Алей, Ануй, Барнаулка, Касмала и Чарыш на левобережье и Чумыш, Бердь и Иня на правом берегу. В большом количестве присутствуют притоки второго и большего порядков. Выше г. Новосибирска по Оби расположено Новосибирское водохранилище. Для рек верхнего Приобья характерны небольшие уклоны и низкая скорость течения. Реки имеют преимущественно снеговой тип питания с максимальным стоком апреле-июле (Орлова, 1962). Многие малые степные реки зимой перемерзают до дна, а летом полностью пересыхают, обнажая отложения подверженные дефляции (Геокриологические..., 1964).

2.3 Современные ландшафты и почвенный покров

Рельеф и климатические показатели Верхнего Приобья обуславливают современные ландшафты исследуемой территории. Пространственная изменчивость ландшафтов верхнего Приобья в равной степени зависит как от расчлененности рельефа, так и от различия в количестве тепла и влаги разных регионов. Так, основной закономерностью в их смене является переход от степной зоны на юге к лесостепи южного и северного типа на севере (Зыкина, Зыкин, 2012). Также растительный состав меняется в связи с увеличением количества влаги в понижениях рельефа и речных долинах, и с разностью количества инсоляции на склонах разной экспозиции.

Север верхнего Приобья в большей степени находится в зоне северной лесостепи, покрыт разнотравными лугами со значительным количеством березовых лесов, в основном на склонах северной экспозиции (Зыкина, Зыкин, 2012). Крутые склоны южной экспозиции занимают в основном более степные сообщества (Зыкина, Зыкин, 2012). С переходом к центральной части Приобского плато и Обь-

Чумышскому плато происходит смена к южной лесостепи с уменьшением площадей, занятых лесами (Зыкина, Зыкин, 2012).

На песчаных гривах водоразделов и низких террасах Оби произрастают сосновые боры (Зыкина, Зыкин, 2012). Поймы рек в прирусловой части заняты древесно-кустарной растительностью (Зыкина, Зыкин, 2012). На юге Приобского плато и Предальтайской равнине преобладает степная зона, характеризующаяся минимальным количеством лесной растительности, распространенной в основном в крупных понижениях рельефа (Зыкина, Зыкин, 2012). В поймах мелких рек развивается луговая растительность, поймы крупных рек засолены и значительно остепнены (Зыкина, Зыкин, 2012).

Почвенный покров верхнего Приобья относится к южной части центральной континентальной лиственнично-лесной, лесостепной и степной области суббореального пояса (Национальный..., 2011). Здесь на водораздельных пространствах выделяется по мере нарастания засушливости климата с северо-востока на юго-запад: лесостепная зона черноземов оподзоленных, выщелоченных, типичных и серых лесных почв; степная зона черноземов обыкновенных и южных; сухостепная зона темно-каштановых и каштановых почв (Национальный..., 2011). В приречных пространствах развиты серые лесные глееватые и осолоделые почвы (Национальный..., 2011).

С момента формирования современных естественных географических границ верхнего Приобья на данной территории образовалась своеобразная геологическая обстановка, позволяющая производить материал и накапливать его в виде покровных лессовых отложений. Территория верхнего Приобья идеальна для образования мощных лёссовых толщ. С одной стороны, атмосферная пыль несется западными воздушными потоками с территории пустынь и полупустынь Казахстана, и Средней Азии, с территории Кулундинской и Барабинской низменности и оседает в ветровой тени гор. С другой, ледники Алтая производят достаточно материала, а

основные алтайские водные артерии умножают и выносят его. Также, немаловажную роль может играть влияние Сибирского антициклона, несущего материал с севера на юг в течение холодного периода.

2.4 Положение и описание исследуемых разрезов

2.4.1 Разрез Ложок



Рисунок 2.2. Фото лёссово-почвенной последовательности разреза Ложок (расчистка 2018 г.)

Разрез Ложок (N54°34'02.3369" E83°18'33.1670", 170 м) расположен на склоне увала, в бывшем, ныне задернованном карьере на междуречье рр. Шипуниха и Койниха, являющихся притоками Берди, впадающей в Обь. Разрез Ложок длительное время считается стратотипическим разрезом верхнеплейстоценовой лессово-почвенной последовательности Новосибирского Приобья (Sizikova, Zykina, 2015; Zykin, Zykina, 2015; Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012, и др.).

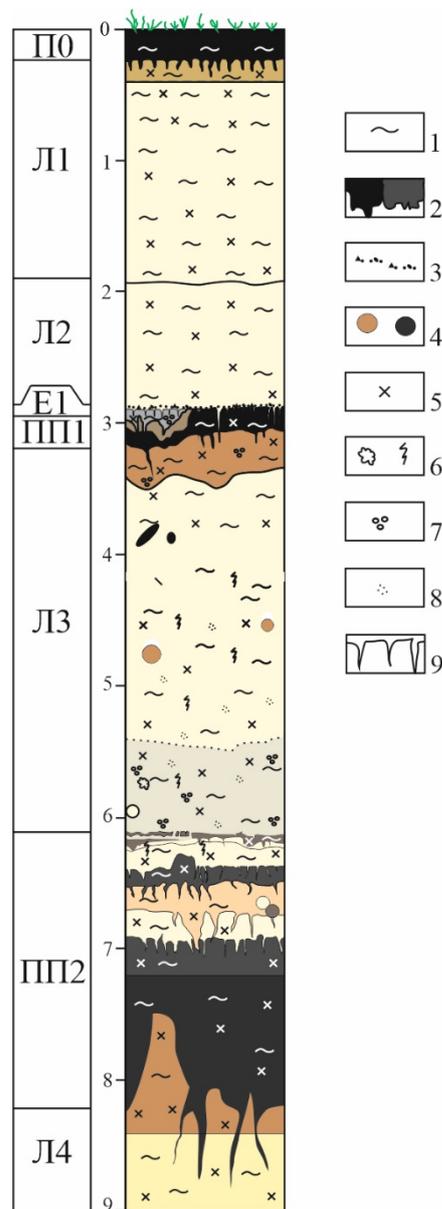


Рисунок 2.3. Строение разреза Ложок. Условные обозначения: 1 - лессовидный суглинок, 2 - гумусовый горизонт палеопочвы, 3 - песок, 4 - кротовины, 5 - карбонатность, 6 - железистые новообразования, 7 - оглеение, 8 - марганцовистый крап, 9 - клинья

Детальное послойное описание разреза было неоднократно опубликовано ранее в ряде работ (Sizikova, Zykina, 2015; Zykin, Zykina, 2015; Вольвах и др., 2021; Зыкина и др., 1981; Сизикова, Зыкина, 2013 и др.). Согласно этим описаниям в разрезе Ложок сверху вниз выделены следующие стратиграфические подразделения (рис. 2.3):

- слой П0 (0 – 0,25 м) – гумусовый горизонт современной почвы;
- слой Л1 (0,25 – 1,9 м) – лёсс, представленный суглинком бледно-желто-серым, пористым, карбонатным. Ранее определен как баганский. Верхняя часть (0,25 – 0,9 м) переработана иллювиальными процессами;
- слой Л2 (1,9 – 2,7 м) – лёсс, представленный коричневато-серым суглинком, пористым, карбонатным. Ранее определен как ельцовский;
- слой Е1 (2,7 – 2,9 м) – линза оглееного серого суглинка, опесчаненного, расчеченного мелкими мерзлотными клиньями. По верхней границе отмечен прослой из суглинка опесчаненного с включениями большого количества мелкой гальки, гравия и дресвы;
- слой ПП1 (2,85 – 3,1 м) – гумусовый горизонт палеопочвы, сложенный темно-серым суглинком, пористым, карбонатным, выделяемый в качестве нижней палеопочвы искитимского педокомплекса;
- слой Л3 (3,1 – 6,1 м) – лёсс, серовато-желтый, плотный, пористый, карбонатный. Ранее определен как тулинский. Верхняя часть (3,1-3,4 м) переработана иллювиальными процессами;
- слой ПП2 (6,1 – 7,5 м) – педокомплекс, представлен в разрезе гумусированным прослоем и двумя погребенными почвами. Верхняя почва (6,35 – 6,75 м), определяемая как верхняя бердская, состоит из черного, плотного, пористого, карбонатного гумусового горизонта (6,35 – 6,5 м). Нижняя палеопочва (6,9 – 7,5 м), определяемая как нижняя бердская, представлена гумусовым горизонтом, черно-серым и черным суглинком плотным, пористым, карбонатным. Лессовый прослой между палеопочвами (6,5 – 6,9 м) представлен тяжелым плотным суглинком, карбонатным, пористым. На глубине 6,2 – 6,4 м отмечены признаки почвообразования,

выраженные в виде слабо гумусированных полос и отдельных пятен, сконцентрированных на одном уровне по простиранию разреза. Слой представлен суглинком светло-коричневым плотным, карбонатным, пористым. Мощность варьирует от 5 до 15 см;

- слой 8 (от 7,5 м) – лёсс желто-коричневый, пористый, карбонатный, тяжелый суглинок, ранее определенный как сузунский лёсс.

2.4.2 Разрез Солоновка

Разрез Солоновка (рис. 2.4) находится в долине реки Песчаная около дер. Солоновка, является одним из опорных разрезов лессовых отложений верхнего неоплейстоцена Предалтайской равнины. Он расположен в предфасовой части Горного Алтая, в Ануйском увале, и является переходным разрезом относительно условий лессонакопления от Приобского плато к низкогорной части Горного Алтая. В строении разреза представлены субаквальные и субаэральные отложения среднего и верхнего неоплейстоцена, разрез имеет стратиграфическую, геологическую, палеопедологическую, палинологическую, палеонтологическую характеристики (Зыкин и др., 2017). В данной работе рассматривается верхнеплейстоценовая субаэральная часть разреза.

Изученная расчистка заложена в овраге, перпендикулярном к береговому обрыву левого берега р. Песчаная, в 2 км выше по течению от дер. Солоновка (N 52°01.3406' E 084°39.3890', абс. выс. 235 м в верхней части расчистки). В 140 метрах ниже по течению реки от разреза, описанного в работе Зыкина и др. (2017). Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности разреза Солоновка проводилось на основе морфотипических свойств педокомплексов и их сопоставления с лёссово-почвенной последовательностью Западной и Средней Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012).



Рисунок 1.4. Разрез Солоновка

Ниже приведено краткое описание разреза, в котором представлена предварительная корреляцию с региональной стратиграфической схемой лессово-почвенной последовательности (Зыкина, Зыкин, 2012). В строении разреза сверху вниз вскрыты следующие слои (рис. 2.5):

- слой П0 (0 – 0,3 м) – гумусовый горизонт современной почвы.
- слой Л1 (0,3 – 4,0 м) – суглинок опесчаненный от серовато-коричневого до светло-желтовато-коричневого, карбонатный, пористый. До глубины 1,0 м сопоставлен с баганским лёссом, ниже с ельцовским лёссом;
- слой ПП1 (4,0 – 5,1 м) – гумусовый горизонт, суглинок опесчаненный коричнево-серый с зеленовато-белесым оттенком, карбонатный, слабопористый, с нижней границей в виде неясных затеков. Отложения слоя выделены как нижняя почва искитимского педокомплекса;

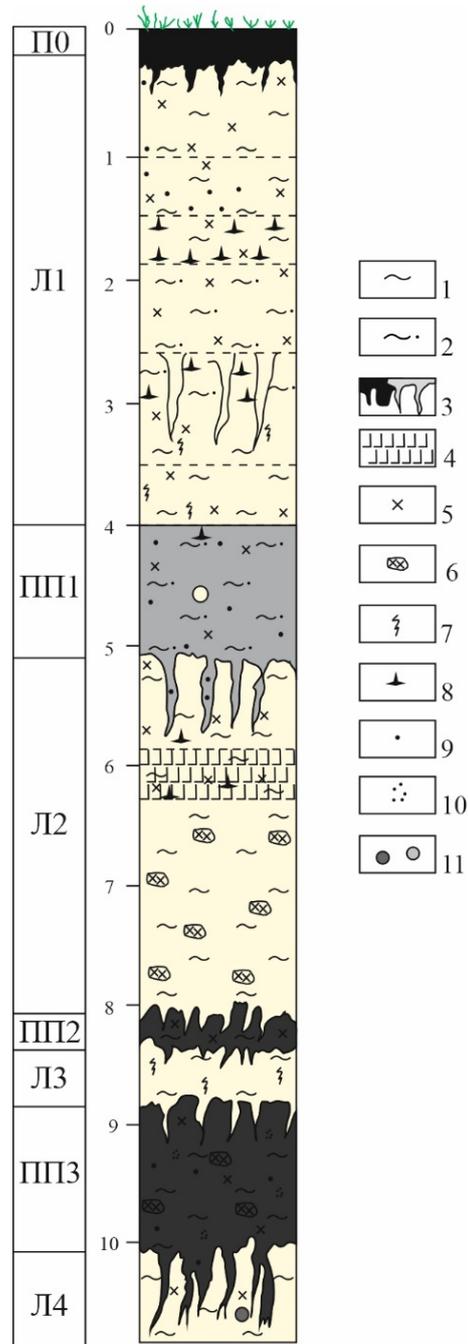


Рисунок 2.5. Геологическое строение и стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности верхнего неоплейстоцена разреза Сононовка. Условные обозначения: 1 - лесовидный суглинок, 2 – суглинок опесчаненный, 3 - гумусовый горизонт палеопочвы, 4 – оструктуренный горизонт, 5 - карбонатность, 6 – карбонатные конкреции, 7 - ожелезнение, 8 – гипсовые конкреции, 9 – марганцовистые дробовины, 10 – марганцовистый крап, 11 – кротовины

- слой Л2 (5,1 – 8,1 м) – суглинок тяжёлый серовато-коричневый, слабо пористый, карбонатный, с карбонатными и гипсовыми конкрециями, соотнесен с тулинский лёссом;

- слой ПП2 (8,1 – 8,4 м) – гумусовый горизонт палеопочвы, темно-серый плотный суглинок, карбонатный, слабопористый. Соотнесен с верхней палеопочвой бердского педокомплекса;

- слой Л3 (8,4 – 8,9 м) – суглинок тяжёлый желтовато-коричневый, слабо пористый, карбонатный;

- слой ПП3 (8,9 – 10,1 м) – гумусовый горизонт палеопочвы, черный плотный суглинок, карбонатный, слабопористый. Соотнесен с нижней палеопочвой бердского педокомплекса;

- слой Л4 (10,1 – 11,0 м) – светлый серовато-коричневый суглинок тяжелый, слабо пористый, сопоставлен с сузунским лёссом.

2.4.3 Разрез Белово



Рисунок 2.6. Разрез Белово

Разрез Белово (N52°39'25" E83°38'25", 236 м) обнажен в Порозихо-Алейском увале вдоль левого берега р. Обь между населенными пунктами Володарское, Белово и Вяткино (рис. 2.6). Мощность лёссовых отложений в увале составляет 70-100 м, в настоящей работе исследована только верхненеоплейстоценовая часть мощностью 8,5 м. Ранее разрез неоднократно изучался многими исследователями (Zykina et al., 2022; Архипов и др., 1997; Волков, 1971; Евсеев, 1973; Зыкина и др., 2000; Матасова и др., 2004, 2003; Пospelова, Зудин, 1967; Разрез..., 1978 и др.)

Детальное описание разреза неоднократно приводилось во многих работах (Zykina et al., 2022; Зыкина, Зыкин, 2012 и др.). В разрезе под покровом современной почвы выделены следующие слои (рис. 2.7):

- слой П0 (0 – 0,2 м) – гумусовый горизонт современной почвы;
- слой Л1 (0,2 – 4,0 м) – лёсс, желто-коричнево-серый, пористый, плотный, карбонатный суглинок, ранее выделяемый в качестве баганского и ельцовского лёссов;
- слой ПК1 (4,0 – 5,0 м) – педокомплекс состоящий из двух палеопочвы и переслаивающего их лёсса. Верхняя палеопочва (4,0 – 4,2 м), представленная темно-серым плотным суглинком, пористым, карбонатным. Нижняя палеопочва (4,7 – 5,0 м) представлена черно-серым плотным суглинком, пористым, карбонатным. Лесовый прослой (4,2 – 4,7 м) представлен желто-коричнево-серым суглинком, плотным, карбонатным, преобразованный иллювиальными процессами верхней палеопочвы. Ранее слой определен в качестве искитимского педокомплекса;
- слой Л2 (5,0 – 7,05 м) – лёсс, представленный желто-серо-коричневым суглинком, плотным, пористым, карбонатным. Ранее выделен как тулинский лёсс;
- слой ПК2 (7,05 – 7,6 м) – гумусовый горизонт палеопочвы, темно-коричнево-серый тяжелый суглинок, пористый, карбонатный. Ранее слой сопоставлен с нижней бердской палеопочвой. В полном разрезе педокомплекса, расположенном в

500 м севернее по увалу, имеется верхняя палеопочва, которая в данной расчистке представлена только гумусированными прослоями;

- слой ЛЗ (от 7,6 м) – лёсс, представленный темно-желто-серым суглинком, плотным, карбонатным, пористым.

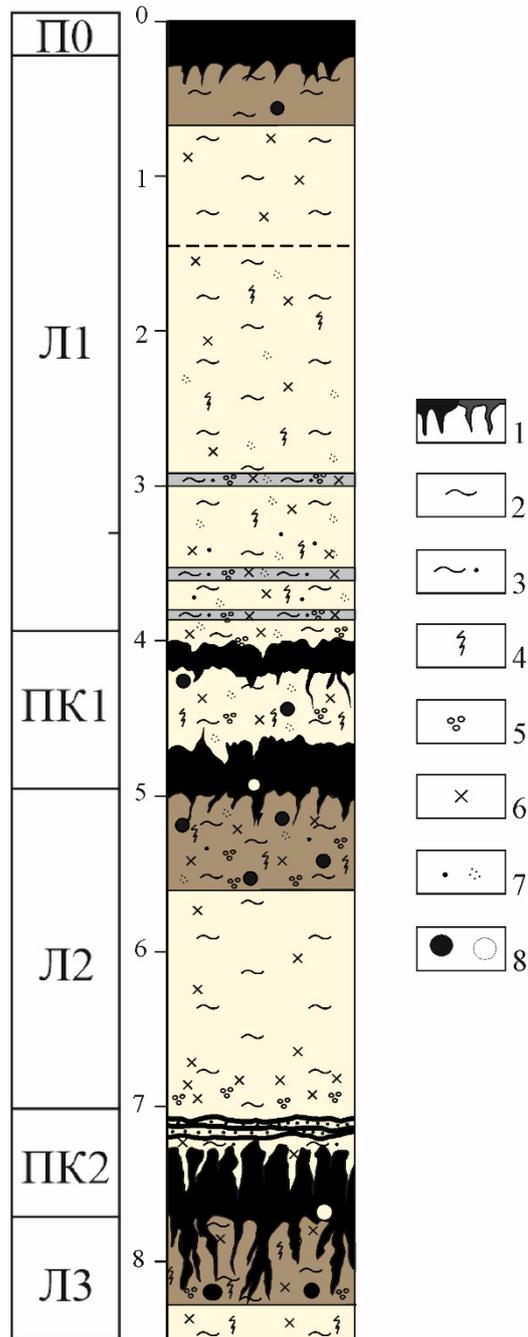


Рисунок 2.7. Строение разреза Белово. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 - суглинок, 3 – суглинок опесчаненный, 4 - железистые новообразования, 5 - оглеение, 6 – карбонаты, 7 – марганцовые новообразования, 8 - кротовины

2.4.4 Разрез Красногорское

Разрез Красногорское (N52°18'35" E86°11'27", 274 м) заложен серией расчисток в бывшем карьере старого кирпичного завода, расположенного в пос. Красногорское, Красногорского р-на Алтайского края (рис. 2.8). Ранее разрез был описан в (Vábek et al., 2011; Зыкина и др., 2021, 2019). Верхненеоплейстоценовые отложения разреза вскрываются в четырех верхних расчистках. Между расчистками проведена нивелировка и было установлено, что стратиграфические горизонты залегают субпараллельно. Мощность сводного разреза упомянутых расчисток составляет 10 м (рис. 2.9).



Рисунок 2.8. Разрез Красногорское

В сводном разрезе под покровом современной почвы выделяются следующие слои:

- слой П0 (0 – 0,4 м) – гумусовый горизонт современной почвы;
- слой Л1 (0,4 – 3,0 м) – представлен лессовидным суглинком мощностью, серовато-коричневым уплотненным, пористым, с карбонатным псевдомицелием. Ранее выделен как баганский и ельцовский лёссы;
- слой ПК1 (3,0 – 5,2 м) – сложен двумя ископаемыми почвами, отделенными друг от друга лессовидным суглинком толщиной 0,3 м, который является иллювиальным горизонтом верхней почвы. Ранее выделен как искитимский педокомплекс;

- слой Л2 (5,2 – 6,6 м) –серовато-светло-коричневый, слабо уплотнённый лессовидный суглинок с неравномерной мощностью, включает карбонатные рыхлые конкреции и псевдомицелий. Ранее выделенный как тулинский лёсс;

- слой ПК2 (6,6 – 7,9 м) – состоит из двух почв, разъединенных лессовидным суглинком мощностью 0,4 м, являющимся иллювиальным горизонтом верхней почвы. Ранее выделен как бердский педокомплекс;

- слой Л3 –образован светло-коричневым суглинком, плотным, слабопористым, содержащим карбонатные конкреции. Ранее выделен как сузунский лёсс.

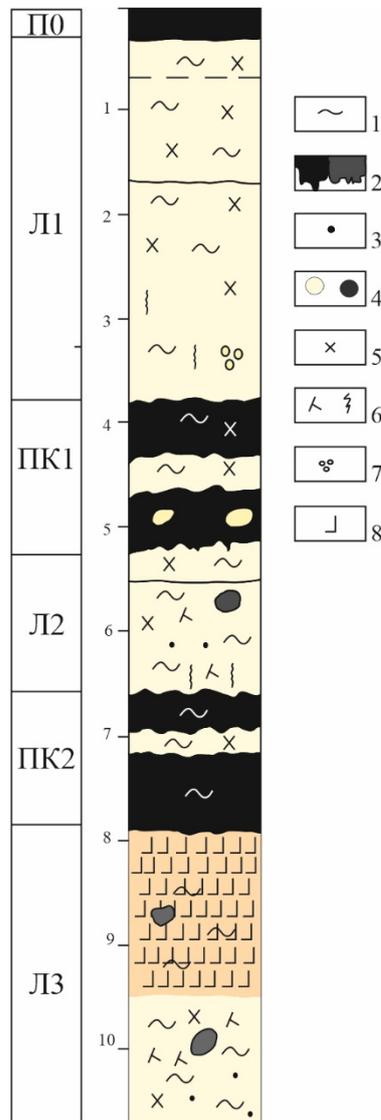


Рисунок 2.9. Строение разреза Красногорское. Условные обозначения: 1 – суглинок, 2 - гумусовый горизонт, 3 – марганцевые новообразования, 4 - кротовины, 5 – карбонатные новообразования, 6 – гипсовые и железистые новообразования, 7 – оглеение, 8 – структурированный иллювиальный горизонт

2.4.5 Разрез Ключи



Рисунок 2.10. Разрез Ключи

Разрез Ключи (N54°50'44.9298" E83°12'40.4396", 226 м) расположен на Бердь-Инском междуречье, в пределах крупного увала между реками Шадриха и Ельцовка. В настоящее время увал сильно расчленен овражно-балочной сетью и небольшими реками. Разрез вскрыт в небольшом карьере, заложенном на склоне увала со стороны р. Каменушка. Субэральные отложения лежат с перерывом в осадконакоплении, выраженным эрозионной границей, на отложениях педокомплекса, сформировавшегося на мощной толще субаквальных отложений. В пределах этого же увала 2 км на юго-восток в обрыве, созданном при строительстве автодороги, ныне задернованным и закрытым, был описан разрез Каменушка

(Матасова и др., 2011), где авторами выделялись 3 уровня солифлюкционно преобразованных палеопочв, охарактеризованных по углю датами каргинского возраста (МИС 3), которые перекрыты ~8-ми метровой толщиной лессовидных отложений и лессов.

Разрез Ключи описан и изучен по 2-м расчисткам. В основной расчистке верхняя часть профиля была нарушена и уничтожена при строительстве дороги. Поэтому, верхняя часть профиля была изучена в 100 м южнее основной расчистки. Более детальное описание приведено в (Volvakh et al., 2022).

Под современной почвой в дополнительной расчистке вскрыты:

- слой 1 (1,2 - 2,2 м) - светло-коричневый суглинок, плотный, пористый, пронизанный карбонатным псевдомицелием - баганский лёсс;

- слой 2 (2,2 - 2,6 м) – суглинок светлый коричнево-серый, плотный, пористый, карбонатный представляющий, кровлю ельцовского лёсса.

В основной расчистке вскрывается:

- слой 1 (0 - 0,4 м) - нижняя часть ельцовского лёсса – суглинок светлый коричневатого-серый, плотный, пористый, с вторичными карбонатами, корнями растений. Нижняя граница неровная, волнистая, с небольшими клиньями;

- слой 2 (0,4 - 1,5 м) – представлен светлым коричнево-серым суглинком с тремя педогенетическими уровнями, нарушенными солифлюкционно-мерзлотными процессами. Педогенетические уровни разделены между собой лессовидными отложениями;

- слой 3 (1,5 - 2,5 м) – светло-коричневый, пористый, плотный лессовидный опесчаненный суглинок;

- слой 4 (2,5 - 3,77 м) - менее опесчаненный, чем слой 3, светло-коричневый плотный, карбонатный суглинок, с чередованием песчаных волнистослоистых отложений и прослоев суглинка аналогичного суглинкам слоя 5;

- слой 5 (3,77 - 5,4 м) – сильно опесчаненный суглинок, светло-серо-желтый, карбонатный.

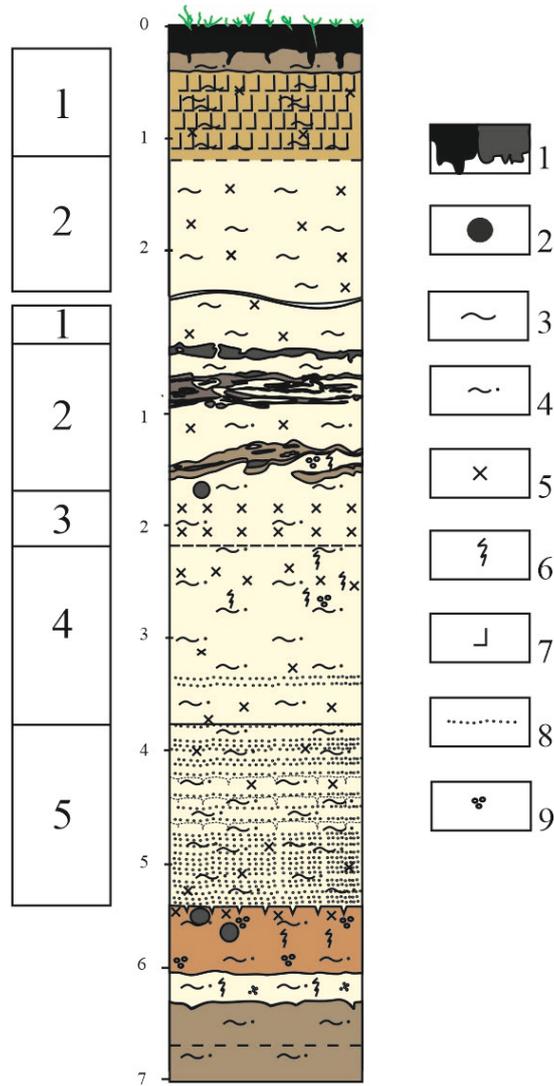


Рисунок 2.11. Строение разреза Ключи. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 -кровоины, 3 – суглинок, 4 – суглинок опесчаненный, 5 – карбонатные новообразования, 6 –железистые новообразования, 7 – структурированный иллювиальный горизонт, 8 – песчаные прослой, 9 - оглеение

ГЛАВА 3. МЕТОД ЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для реконструкции условий палеосреды очень важно иметь надежные данные о таких событиях, как начало и конец накопления стратиграфических единиц, времени формирования эрозионных границ и наличии скрытых перерывов в осадконакоплении. Метод люминесцентного датирования за несколько десятилетий зарекомендовал себя как источник качественных геохронологических данных, опробованный на множестве генетических типов четвертичных отложений, в том числе лёссово-почвенных серий, во всех регионах мира.

Люминесцентное датирование включает в себя ряд различных методов, имеющих в основе общий феномен – стимулированную люминесценцию минералов. Разные методы используются для датирования различных объектов. Для понимания и сопоставления данных люминесцентного датирования, полученных в разных исследованиях, важно знать о различии этих методов.

3.1 Ранняя история развития люминесцентного метода датирования

Одна из первых работ по использованию люминесцентных свойств минералов для определения возраста была опубликована в 1953 году (Daniels et al., 1953). Daniels с соавторами отметили закономерность в количестве излучаемого света при воздействии высоких температур на различные образцы мрамора с известным возрастом. Также ими было предположено использование термолюминесцентного датирования для определения возраста керамики, т.к. стало ясно, что нагревание керамики в процессе ее производства имеет эффект стирания энергии, накопленной минералами. В 1960 году вышли две работы: одна описывает основные принципы термолюминесцентного датирования (Kennedy, Knopf, 1960) и вторая приводит

первые практические результаты (Grogler et al., 1960). Aitken с соавторами (1964) опубликовали данные эксперимента, показывающие прямо пропорциональное соотношение результатов термолюминесцентного анализа керамики и радиоуглеродного возраста вмещающих отложений. Чуть позже были разработаны первые процедуры термолюминесцентного датирования керамики (Fleming, 1966; Zimmerman, 1967).

В то же время на территории Советского Союза активно проводились исследования по датированию континентальных осадочных отложений (Морозов, 1969; Шелкопляс, 1973; Шелкопляс и др., 1973; Шелкопляс, Морозов, 1981, 1965а, 1965b). Группа советских исследователей установила, что интенсивность люминесценции при тепловом воздействии на отложения в значительной степени зависит от относительного возраста пород (Морозов, 1969; Шелкопляс, Морозов, 1981). Также была попытка численного расчета возраста путем предположения, что естественная доза, накопленная в отложениях, коррелирует с естественным альфа-излучением внутри датируемого осадка (Шелкопляс, Морозов, 1981).

В 1979 году Wintle и Huntley показали, что не только нагрев, но и воздействие света стирает накопленный заряд, т.е. также является триггером люминесценции (Wintle, Huntley, 1979). В связи с этим в другой их работе большое внимание было уделено выявлению остаточной энергии, связанной с неполным отбеливанием осадка (Wintle, Huntley, 1980). Неполное отбеливание, как стало ясно, приводит к завышению истинного возраста отложений и новые протоколы датирования разрабатывались с учетом возможности проявления данного феномена (Mejdahl, 1985).

Развитие люминесцентных методов датирования постоянно совершенствовалось, проводились работы по разделению минеральных фракций и их исследованию (Mejdahl, 1985, 1983). Huntley с соавторами (Huntley et al., 1985) в своей работе исследовали люминесцентные свойства кварца и установили, что излучение в синезеленом спектре является оптимальным для стимуляции люминесценции в кварце, тем самым открыв феномен оптически стимулированной люминесценции (Optically Stimulated Luminescence, OSL, ОСЛ). В свою очередь, для полевых

шпатов был найден свой оптимальный спектр – инфракрасный, который определяет еще один метод датирования – инфракрасно стимулированной люминесценцией (Infrared Stimulated Luminescence, IRSL, ИКСЛ) (Hütt et al., 1988).

3.2 Фундаментальные основы

Люминесцентное датирование базируется на принципе сохранения заряда в некоторых минералах, который накапливается в течение времени под воздействием ионизирующего излучения в естественных условиях. Такие минералы работают в качестве естественных дозиметров. Накопленный заряд может быть выпущен в виде люминесцентного сигнала и измерен в лабораторных условиях, и при знании о скорости накопления данного заряда может быть определено время начала его накопления. Таким образом в простейшем виде определение возраста посредством люминесцентного датирования может быть выражено формулой: *Возраст = Накопленный заряд / Скорость накопления заряда (мощность дозы)*. В течение переноса накопленный заряд стирается под воздействием солнечного света. Принципиальная схема процесса накопления/стирания заряда изображена на рис. 3.1.

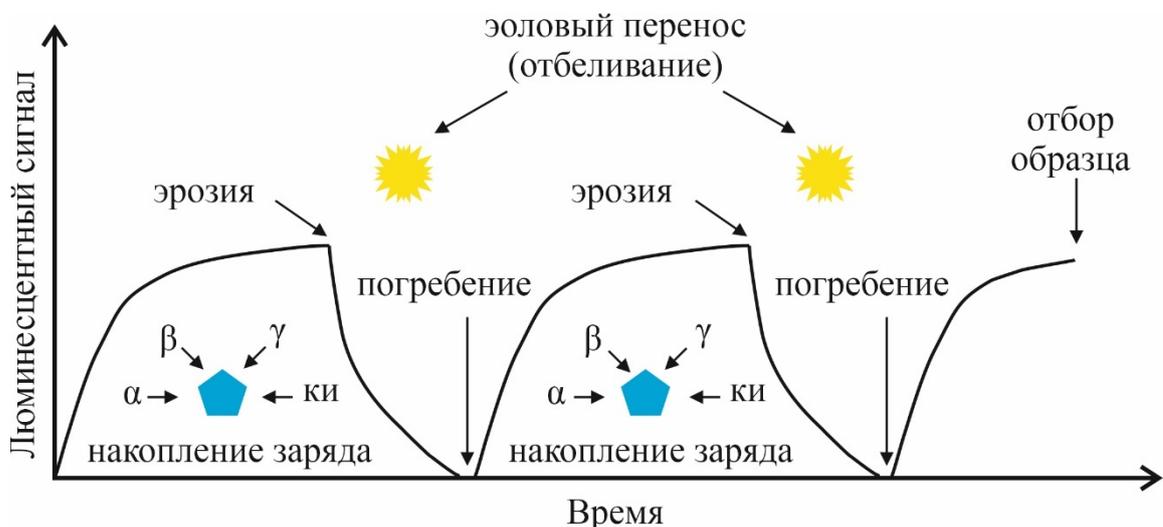


Рисунок 3.1. Принципиальная схема накопления/стирания люминесцентного сигнала

3.2.1 Естественная радиоактивность

Люминесценция минералов является энергией, высвобожденной в виде фотонов, которая накапливалась в кристаллической решетке в течение длительного времени под воздействием внешних и внутренних источников ионизирующего излучения. Большая часть естественного ионизирующего излучения генерируется при распаде радиоактивных изотопов урана (^{235}U и ^{238}U), тория (^{232}Th) и их дочерних изотопов, калия (^{40}K) и в некоторой степени рубидия (^{87}Rb). Содержание изотопов урана и тория в естественных условиях находится в пределах 3-10 част/млн, а содержание калия менее 5%. В процессе распада эти изотопы излучают альфа- (ядра гелия), бета- (электроны) и гамма- (фотоны) частицы. Бета- и гамма-излучение в осадке имеют глубину проникновения до 10 см и 1 м соответственно, в то время как альфа-излучение проходит не более 0,02 мм (Aitken, 1985). По этой причине в процессе пробоподготовки внешняя оболочка датированной фракции протравливается плавиковой кислотой, и вклад альфа-излучения не учитывается при датировании.

Помимо внешних источников ионизирующего излучения существуют и внутренние, которые присутствуют внутри кристаллической решетки люминесцентных минералов. Один из самых значительных это ^{40}K присутствующий в большом количестве в одной из датированной фракции – полево шпате. В кварце влияние внутренней радиации незначительно и им пренебрегают (Rapp, Aitken, 2000).

Еще один важный источник ионизирующего излучения — это космическое излучение, состоящее из «мягкого» и «жесткого» компонентов, которое исходит от солнца и других космических тел. Мягкий компонент состоит из электронов и фотонов и почти полностью поглощается поверхностью, не оказывая влияния на люминесцентный заряд минералов, т.к. накопление заряда возможно только в отсутствии теплового и светового воздействия в погребенном состоянии (Prescott, Hutton, 1988). Жесткий компонент, состоящий из мюонов, имеет большую глубину

проникновения (Prescott, Hutton, 1994). Космическое излучение распределяется неоднородно по поверхности Земли. Оно зависит от многих факторов, таких как глубина погребения облучаемых минералов, высота над уровнем моря и широта, местные условия освещения и плотность грунта (Gosse, Phillips, 2001). Влияние космического излучения хоть и незначительно, но им нельзя пренебрегать при расчете скорости накопления дозы.

3.2.2 Ловушки и отбеливание

Механизм накопления минералами энергии при воздействии ионизирующего излучения весьма сложен и подробно описан в нескольких работах (Aitken, 1985; McKeever et al., 1995; Preusser et al., 2008; Rapp, Aitken, 2000). Ионизирующее излучение приводит кристаллическую решетку в метастабильное состояние, где электроны выбиваются из внешних орбиталей родительских атомов. Для визуализации перехода электронов в метастабильное состояние используется диаграмма изображенная на рис. 3.2. Выбитые электроны переходят из стабильного состояния в «валентной зоне» в «зону проводимости», где могут свободно перемещаться по кристаллической решетке. Большинство электронов имеют недостаточную энергию, чтобы достигнуть зоны проводимости и быстро возвращаются на любую свободную позицию в валентной зоне (Preusser et al., 2008). Электроны с достаточной энергией распространяются по кристаллу, пока не попадут в дефекты кристаллической решетки в «запрещенной зоне». Эти дефекты зовутся ловушками и бывают различных типов. Ловушками могут служить отрицательно заряженные ионы, отсутствующие на своих позициях или находящиеся в межузельном пространстве, а также примесные атомы (Bøtter-Jensen et al., 2003; McKeever et al., 1995). Существуют и более сложные типы ловушек (McKeever et al., 1995).

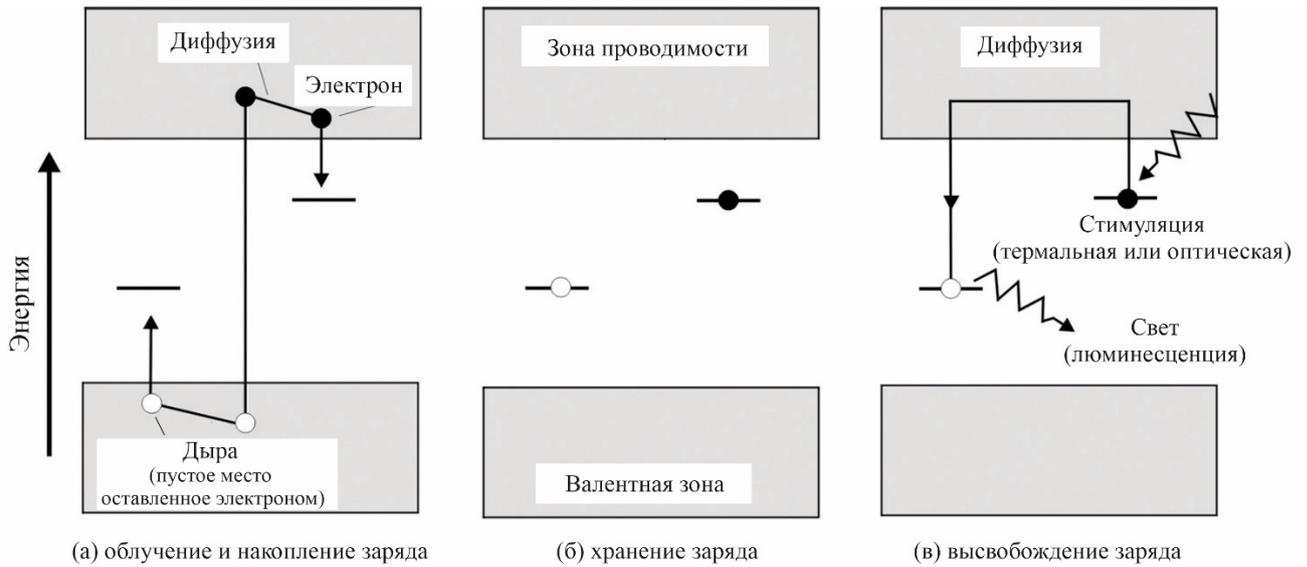


Рисунок 3.2. Диаграмма энергетических уровней, иллюстрирующая как ионизирующее излучение создает центры люминесценции в кристаллических решетках [Munyikwa, 2016]. (а) После облучения электроны выходят из стабильной изначальной позиции, создавая дыры внутри кристаллической решетки. (б) Электроны оказываются в ловушке, а дыры стабилизируются, создавая центр рекомбинации. (в) Стимуляция приводит к выходу электронов из ловушек, которые достигают центров рекомбинации, что приводит к эмиссии света

При стимуляции электроны могут покинуть ловушку. Освобожденный электрон, движется по кристаллической решетке, пока не достигнет валентной зоны, где он может находится в стабильном состоянии. Процесс возвращения электронов в стабильное состояние называется рекомбинацией, а место - центром рекомбинации. При рекомбинации центры испускают энергию в виде света. Интенсивность испускаемого света (люминесценции) пропорциональна количеству электронов, запасенных в ловушках. Однако, так как количество ловушек в минералах конечно, то также конечно максимальное количество хранимой энергии. Эффект полного заполнения ловушек именуется насыщением. Именно предел насыщения минерала определяет верхний предел датирования. Количество ловушек в кристаллической решетке непостоянно и постепенно увеличивается в процессе геологической транспортировки при различных воздействиях на минерал. Ловушки имеют разную стабильность, которая выражается в способности удерживать пойманный электрон при внешнем воздействии на минерал. Стабильность ловушки зависит от ее

близости к зоне проводимости. Именно стабильность и тип ловушек влияют на чувствительность минерала к воздействию.

Еще на ранних этапах развития люминесцентного метода датирования было обнаружено, что тепловое или световое воздействие в естественных условиях обладает эффектом высвобождения накопленной в кристаллической решетке минералов энергии (Daniels et al., 1953; Wintle, Huntley, 1979). Эффект удаления из ловушек энергии был назван отбеливанием (bleaching) или обнулением (zeroing). Если кристаллическая решетка стимулируется подходящим механизмом, например нагревом до достаточной температуры или светом определенной длины волны, электроны покидают свои ловушки. Именно тип воздействия и определяет суть метода датирования – ТЛ, ОСЛ, ИКСЛ и др. Godfrey-Smith с соавторами (Godfrey-Smith et al., 1988) продемонстрировали, что кварц и полевой шпат из рыхлых отложений наиболее подвержены воздействию именно солнечного света. Различные люминесцентные сигналы имеют разную скорость отбеливания, что особенно важно для минералов полевого шпата, который имеет более разнообразный набор ловушек в кристаллической решетке, имеющие разную стабильность. По сравнению со светом, при воздействии высоких температур требуется большее время для отбеливания. Также высокие температуры порождают в кристаллической решетке ловушки, наиболее чувствительные к тепловому воздействию. Именно данный факт в итоге разграничил области применения ТЛ и ОСЛ (ИКСЛ) датирования. ТЛ датирование на данный момент применяется в основном только к «нагретым» образцам.

3.2.3 Современные методы определения эквивалентной дозы - протоколы датирования

Определение эквивалентной дозы в общем случае основано на построении кривой зависимости мощности измеренного люминесцентного сигнала от увеличения дозы, подаваемой на образец. Существует два принципиальных подхода к определению эквивалентной дозы: процедура добавления дозы и процедура регенерации дозы.

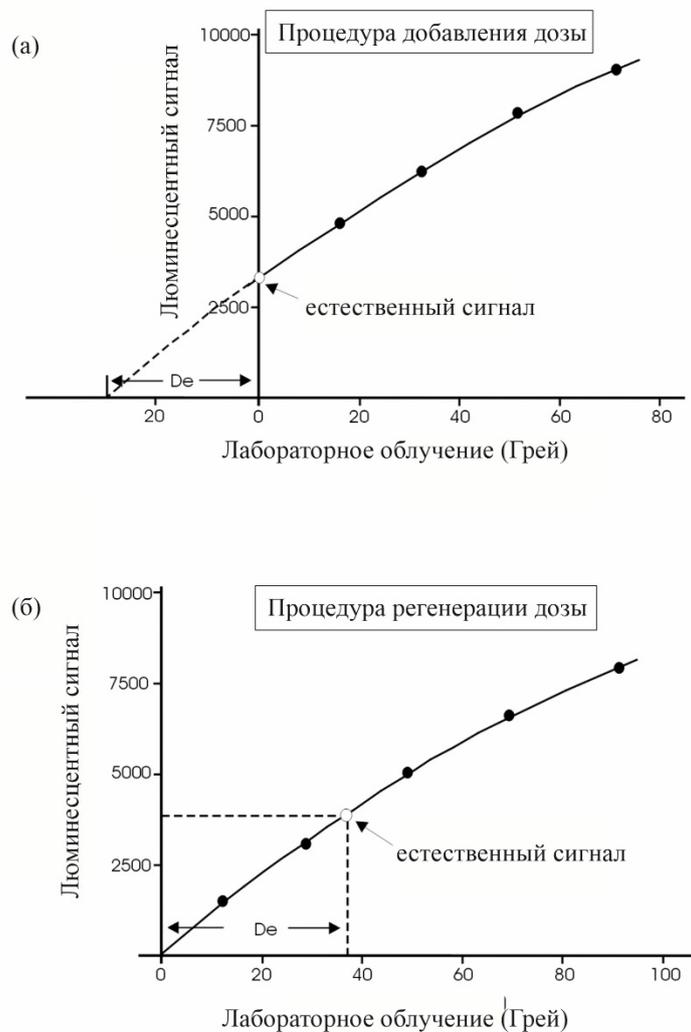


Рисунок 3.3. Принципиальная схема основных методов, применяемых для определения эквивалентной дозы. (а) Процедура добавления дозы. (б) Процедура регенерации дозы

Первый предполагает добавление лабораторной дозы к уже присутствующей в образце естественной дозы (рис. 3.3а). В данном случае кривая зависимости экстраполируется и на основе экстраполяции определяется накопленная естественная доза. Этот метод предполагает каждый раз при добавлении дозы использование новой аликвоты, что требует довольно большого количества образца. Минусом данного подхода является большая погрешность метода. Из-за возможной неоднородности люминесцентных свойств между аликвотами невозможно определить статистическую погрешность для множества измерений. Для древних образцов это особенно критично, так как возможный разброс становится очень большим.

Второй подход основан на предварительном измерении естественного люминесцентного сигнала и последующим восстановлением (регенерацией) эквивалентной дозы в течение нескольких циклов (рис. 3.3б). Этот метод измерения также имеет ряд недостатков, рассмотрение которых и пути решения которых будут приведены ниже в обзоре конкретных протоколов датирования.

Вне зависимости от использованного подхода измерение палеодозы состоит из трех этапов: облучение, предварительный нагрев и измерение люминесцентного сигнала. Облучение позволяет внести в измеряемый материал дополнительную или новую энергию (дозу). Облучение проводится с использованием любого источника ионизирующего излучения, например рентгеновский излучатель, бета- или гамма-источник. Во время искусственного добавления дозы в минералах начинается заполнение ловушек, в том числе и нестабильных, заряд которых в естественной среде отсутствует, так как стирается со временем. Для решения этого несоответствия с естественным зарядом используется предварительный нагрев образца. Предварительный нагрев в течение короткого времени позволяет удалить заряд из нестабильных ловушек. После опустошения нестабильных ловушек проводится стимуляция образца светом или теплом в зависимости от метода, измеряется люминесцентный сигнал. Оптимальный диапазон длин волн света для стимуляции кварца составляет 420-550 мкм, с наиболее эффективной энергией 2,65 эВ при 468 мкм (Wintle, Murray, 1997). Для стимуляции полевого шпата самым эффективным

является ближний инфракрасный диапазон с длиной волны от 740 до 900 мкм (Hütt et al., 1988).

Процедура регенерации единичных аликвот

В противовес много-аликвотному методу датирования основанном на добавлении лабораторной дозы к образцу Huntley с соавторами (1985) предположили повторное облучение уже измеренного образца, что в теории должно было избавить результаты измерения от неопределенности, вызванной индивидуальными люминесцентными свойствами каждой новой аликвоты. В 1991 г. Duller (1991) опробовал и предложил использование регенерации единичных аликвот, а затем (Duller, 1995) развивал использование метода для измерения люминесценции полевого шпата. В дальнейшем Murray с соавторами (1997) предложили использование метода для датирования кварца и в 1998 г. (Murray, Roberts, 1998) была опубликована первая работа, обосновывающая процедуру регенерации единичных аликвот (Single aliquot regenerative-dose protocol, SAR).

Основной проблемой SAR протокола было изменение чувствительности образца. При любом воздействии (тепловом, механическом или ионизирующим) в кристаллической решетке могут появляться новые ловушки, что при циклическом лабораторном облучении с каждой последующей итерацией привносило систематическую ошибку. Для решения этой проблемы было предложено также измерять люминесцентный сигнал от постоянной тестовой дозы, который покажет изменение в мощности люминесцентного сигнала после каждого цикла измерений (Murray, Wintle, 2000). Люминесцентный сигнал от естественной или восстановленной дозы (L_x), при каждом цикле измерений корректируется с учетом тестовой дозы (T_x), получая соотношение L_x/T_x , которое используется для построения кривой зависимости от дозы. Сама кривая зависимости в SAR протоколе строится как минимум по четырем точкам, т.е. восстановленным дозам, одна из которых равна нулю.

Для повышения точности измерений и выбора оптимальных параметров измерения проводят с применением ряда тестов: тесты соотношения повторяющихся

измерений (Recycling Ratio Test), тест восстановления (Recuperation Test), тест восстановления дозы (Dose Recovery Test), тест плато предварительного нагрева (Preheat Plateau Test) и проверка чистоты (для кварца; Purity Check). Тест соотношения повторяющихся изменений предполагает проверку действенности коррекции чувствительности. При измерении каждой аликвоты в начале и в конце протокола используется одна и та же доза, а соотношение скорректированных люминесцентных ответов на дозу (L_x/T_x) должно быть близко к единице и не превышать 10% (Murray, Wintle, 2000). Тест восстановления проверяет правильность выбора температуры предварительного нагрева, так как слишком высокая температура может уменьшить или увеличить стимулированный люминесцентный сигнал, а недостаточная не полностью освободит нестабильные ловушки. Для этого в протоколе присутствует цикл с измерением нулевой восстановленной дозы и обычной тестовой дозы. Отклик на нулевую дозу (скорректированный с учетом тестовой дозы) должен быть близок к нулю и не превышать 5% от значения естественной дозы. Значения выше говорят о неправильности выбора температуры преднагрева (Murray, Wintle, 2003). Тест восстановления дозы проверяет общую правильность примененного протокола к образцу. Для образца проводится обнуление сигнала имитируя естественные условия (например, засвечивание образца искусственным источником света), затем на образец подается известная доза. Обычно эта доза близка к уже измеренной из этого же образца. Дальше образец изменяется как обычный и полученный результат сравнивается с заданной дозой. Если выбранный SAR протокол работает корректно, то соотношение должно быть близко к единице (Wintle, Murray, 2006). Для корректного выбора температуры предварительного нагрева используется тест плато, в котором стимулированная люминесценция от постоянной заданной дозы измеряется после нагрева от 20 до 240 °C с шагом в 20 °C. Плато на графике зависимости соотношения эквивалентной дозы от температуры нагрева показывает диапазон температур, подходящих для использования (Murray, Wintle, 2000). Тест чистоты показывает присутствие зерен полевого шпата в кварцевой аликвоте, что выражается в присутствии инфракрасного сигнала. В

протокол после всех измерений добавляется цикл, в котором на образец подается доза, и после предварительного нагрева (260 °С, 10 с) у образца измеряется стимулированная инфракрасная люминесценция (в течение 40 с) и затем оптически стимулированная люминесценция. Соотношение обоих измерений не должно превышать 10% (Buylaert et al., 2008).

Процедура регенерации единичных аликвот является универсальным методом измерения эквивалентной дозы как для кварцевых, так и для полевошпатовых зерен. Для датирования кварца используется стимуляция светом сине-зеленого оптического диапазона (ОСЛ), а полевого шпата - стимуляция светом в инфракрасном диапазоне (ИКСЛ). Однако полевой шпат подвержен влиянию эффекта аномального угасания - потери инфракрасного люминесцентного сигнала с течением времени (Huntley, Lamothe, 2001; Spooner, 1992; Wintle, 1973). Потеря сигнала может привести к сильному омоложению возраста отложений при датировании. В разных исследованиях предлагались методы контроля и корректировки измеряемых значений для учета влияния аномального угасания (Auclair et al., 2003; Huntley, Lamothe, 2001; Spooner, 1994). Однако предлагаемые математические модели очень сложны и работают только на линейной части кривой зависимости реакции дозы, что позволяет применять их только для молодых отложений. Позднее было обнаружено, что существуют сигналы из разных ловушек, которые меньше или неподвержены этому эффекту. Thomsen с соавторами (2008) обнаружили, что после изначального измерения ИК сигнала при температуре 50 °С при повторной ИК стимуляции образца с более высокой температурой аномальное угасание показывает меньшие значения. И чем выше температура повторной стимуляции, тем меньше аномальное угасание. Данное открытие привело к развитию пост-ИКИК (post-IRIR, pIRIR) процедуры регенерации единичной аликвоты. Сначала использовалась температура повторной стимуляции равная 225 °С (Buylaert et al., 2009), а позднее она была скорректирована до 290 °С (Stevens et al., 2011; Thiel et al., 2011). Использование пост-ИКИК₂₉₀ протокола показало хорошую корреляцию полученных значений с данными, полученными по кварцу (неподверженному аномальному угасанию)

(Stevens et al., 2011), а также с данными независимого контроля с использованием радиоуглеродного датирования. Пост-ИКИК₂₉₀ протокол на данный момент является наиболее совершенным методом получения люминесцентной хронологии по полевым шпатам.

3.2.4 Методы расчета мощности дозы

Второй шаг в определении возраста в люминесцентном датировании это получение информации о скорости, с которой накапливается естественная доза в осадке. Эта скорость зовется мощностью дозы. Определение мощности дозы может происходить разными методами. Например, измерение непосредственно в осадке с помощью захоронения искусственных дозиметров на некоторое время с дальнейшим измерением полученной дозы (Fuchs, Owen, 2008), либо полевыми гамма-дозиметрами, которые показывают фоновое излучение.

Наиболее распространенным способом является подсчет активности или концентрации радионуклидов, вносящих основной вклад в естественное ионизирующее излучение, т.е. ряды распадов урана (²⁹⁸U и ²³⁵U) и тория (²³²Th), калия (⁴⁰K) и рубидия (⁸⁷Rb). Для анализа содержания радионуклидов могут быть использованы разные методы анализа, такие как альфа- и бета-счетчики [Cunningham et al., 2018], масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), рентген-флуоресцентным анализом (XRF), нейтронно-активационный анализ (NAA), альфа- и гамма-спектрометрия и др.

Наиболее распространённым методом является гамма-спектрометрия, которая имеет важное преимущество перед другими методами (Murray et al., 1987). Для гамма-спектрометрии требуется большое количество материала, не менее 100 г. Это с одной стороны является ограничением, а с другой дает довольно большую выборку материала. При условии неоднородности воздействия ионизирующего

излучения в осадке большая выборка является преимуществом перед другими методами. Также гамма-спектрометрия может дать данные о изотопном неравновесии уран-ториевых цепочек распада, что также влияет на итоговый расчет концентрации радионуклидов (Aitken, 1998). Данные об активности или концентрации радионуклидов в дальнейшем пересчитывают, используя известные коэффициенты (Adamiec, Aitken, 1998; Murray et al., 1987).

Для минералов полевого шпата помимо внешнего источника ионизирующего излучения важно влияние внутреннего содержания ^{40}K (Duller, 2015). Измерение внутреннего содержания ^{40}K в полевых шпатах также может быть проведено различными методами, например атомно-абсорбционной спектрометрией (AAS) или бета-счетом (Huntley, Baril, 1997). Однако это требует больших временных и материальных затрат, и вклад внутреннего излучения принято считать по усредненным значениям с использованием коэффициентов (Duller, 2015). Влияние внутреннего излучения в кварце пренебрежимо мало.

Как упоминалось ранее, также небольшой вклад в мощность дозы привносит жесткое космическое излучение. Этот вклад в среднем составляет 5-10%, однако для некоторых типов отложений может достигать 40%, например для песчаных дюн, состоящих из очень зрелого и промытого материала. Степень влияния космического излучения убывает в направлении от экватора к полюсам, зависит от абсолютной высоты, глубины погребения, плотности осадка и геоморфологического положения исследуемого образца (Gosse, Phillips, 2001). Процент вклада также рассчитывается отдельно по формулам, полученным эмпирическим путем (Prescott, Hutton, 1994).

Последней частью уравнения расчета мощности дозы является содержание воды в осадке. Вода в некоторой степени препятствует прохождению ионизирующего излучения сквозь осадок и снижает общую мощность дозы. Способность отложений хранить воду в порах зависит от гранулометрического состава, плотности осадка и водного баланса в различных климатических условиях. Однако расчет всех показателей, влияющих на содержание влаги крайне затруднителен, так как

эти показания могут со временем меняться, особенно в местности сильно подверженной ледниковым-межледниковым осцилляциям. Это крайне актуально для лесово-почвенных серий. Поэтому основной метод учета содержания воды предполагает измерение ее содержания *in-situ* или использование фиксированных значений и усредненных во времени, характерных для различных типов отложений (Duller, 2015).

В представленной работе мощность дозы вычислялась на основе измерений активности нуклидов с помощью гамма-спектрометра на основе особо чистого германия по методике предложенной Murray et al. (1987) с использованием коэффициентов пересчета по Guerin et al. (Guérin et al., 2012).

3.2.5 Ограничения метода

Возрастной диапазон

Основное ограничение любого метода датирования — это возрастной диапазон. Как было написано ранее, верхний предел люминесцентного датирования зависит от свойств датируемого минерала, а именно от количества ловушек в кристаллической решетке. Количество запасенной энергии растет экспоненциально, так как по мере заполнения ловушек учащаются случаи выбивания электронов не из стабильного состояния в валентной зоне, а из самих ловушек. Предел насыщения кварца может достигать 200 Грей, полевого шпата – 1500 Грей. Так как естественная накопленная доза не должна превышать 80% от предела насыщения, то при мощности дозы средней для лёссовых отложений в 3-4 Грей/тыс. лет предел датирования лёссов составляет примерно 50 тыс. лет и 300 тыс. лет для кварца и полевого шпата соответственно.

Неполное обнуление

Существует множество причин возможного омоложения люминесцентного возраста отложений, самой очевидной из которых является случайная засветка. Однако причиной удреждения получаемого возраста может быть либо деятельность человека, связанная с искусственными источниками ионизирующего излучения, либо неполное обнуление люминесцентного сигнала в процессе геологического транспорта. Для полного обнуления зерен кварца требуется стимуляция солнечным светом в течение 10-15 с, в то время как для зерен полевого шпата требуемое время значительно больше – 12-24 часа. Скорость обнуления в первую очередь зависит от величины заряда, накопленного за предыдущий геологический цикл. Полному обнулению могут препятствовать множество факторов: среда переноса, размер зерен, наличие глинистых, карбонатных или силикатных рубашек и др. Исходя из этого различные генетические типы отложений имеют разную степень пригодности к люминесцентному датированию. Наиболее пригодными являются отложения эолового переноса, в том числе и лессы. SAR протокол позволяет провести статистический анализ, показывающий распределение эквивалентных доз среди множества аликвот одного образца. Чем однороднее распределение, тем более надежен результат датирования. Однако статистические методы анализа не позволяют в полной мере определить наличие неполного обнуления по причине перемешивания осадка во время пробоподготовки.

Для решения проблемы определения неполного обнуления Murray с соавторами (2012), предложили иной подход, основанный различной скорости отбеливания кварца, и разных сигналов внутри полевого шпата. Наиболее стабильный и устойчивый к отбеливанию и неподверженный аномальному угасанию пост-ИК₂₉₀ сигнал требует самого долгого воздействия для полного обнуления сигнала. Сигнал ИК₅₀, наоборот, самый нестабильный и быстро отбеливается, но наиболее подвержен потере сигнала из-за угасания. Кварц же считается эталонным дозиметром. Было показано, что использование отличающихся люминесцентных свойств при датировании по трем протоколам и двум минеральным фракциям

позволяет достоверно оценить степень обнуленности сигналов. Для заключения о достоверности определения люминесцентного возраста, итоговые значения соотношений эквивалентных доз кварцевого сигнала и пост-ИКИК₂₉₀ ($Q/pIRIR_{290}$) должны находиться в диапазоне 0,9-1,2, а соотношение доз по кварцевому сигналу и ИК₅₀ (Q/IR_{50}) в диапазоне 0,5-0,7 (Murray et al., 2012).

3.2.6 Пробоподготовка

Основной материал, используемый для люминесцентного датирования – зерна кварца и полевых шпатов песчаной размерности. Принцип накопления зернами заряда требует полного отсутствия светового воздействия и высоких температур в процессе. В лабораторных условиях при пробоподготовке также требуется соблюдение этих условий. В современном оснащении лаборатории для проведения люминесцентного датирования используются светодиодные лампы с тусклым красно-оранжевым светом (590-630 нм), т.к. он оказывает минимальное воздействие на образец, благодаря чему тот не теряет накопленный заряд (Huntley, Varil, 2002; Sohbatl et al., 2017).

Основной целью процедуры пробоподготовки в люминесцентном датировании является выделение измеряемого материала из основной массы образца, т.е. зерен кварца и полевых шпатов. Наиболее часто используются зерна тонкой и мелкой песчаной фракций. В лессах и палеопочвах песчаная фракция может достигать 40% (Pye, 1995), но часто не превышает первых процентов и требуется отбор значительного количества образца для получения достаточного количества итоговых зерен.

Лабораторная пробоподготовка происходит в несколько этапов. Первым этапом пробоподготовки является влажное ситование для выделения фракций 180-250, 90-180 и 63-90 мкм на ситах соответствующего номинала. Далее полученные

фракции отмачиваются в 10% соляной кислоте для удаления карбонатов и 10% перекиси водорода для удаления органики. Затем образец подвергается травлению 10% плавиковой кислотой в течение 40 минут для удаления внешней оболочки зерен (~20 мкм), подвергавшейся воздействию альфа-излучения и еще раз 10% соляной кислотой для удаления солей плавиковой кислоты (Mejdahl, 1985; Preusser et al., 2008).

Разделение минеральных фракций производится посредством сепарации образца в тяжелой жидкости. Плотность кварца и полевых шпатов различна и составляет 2,62—2,65 г/см³ для кварца, 2,53-2,58 г/см³ для КПШ и 2,62-2,76 г/см³ для плагиоклазов. Образец погружают в тяжелую жидкость с плотностью 2,58-2,60 г/см³, где кварц и плагиоклазы тонут, а КПШ остаётся на поверхности. Последним шагом является кратковременное замачивание кварцевой фракции в концентрированной плавиковой кислоте для растворения оставшихся полевых шпатов. Обе полученные фракции промывают в 10% соляной кислоте, для удаления растворенных солей плавиковой кислоты (Mejdahl, 1985; Preusser et al., 2008).

Перед измерением полученные фракции делят на навески и помещают на металлические диски, предварительно покрытые силиконовым маслом.

3.2.7 Инструментарий

Основным инструментом люминесцентного датирования является ридер, который позволяет в полуавтоматическом режиме проводить измерение большого количества аликвот. Подробное описание ридеров представлено в ряде работ (например, Bortolot, 2000; Botter-Jensen, 2000). Основными узлами ридера являются светозащищенная камера, источники света и тепла, детектор фотонов и источник ионизирующего излучения.

Готовые к измерению образцы делятся на навески (аликвоты), и помещаются на специальные металлические или керамические диски. Диски с аликвотами затем устанавливаются на общий держатель – карусель и помещаются в светозащищенную камеру, откуда затем откачивается воздух и которую наполняют инертным газом. В камере располагаются лазерные или галогеновые источники света с определенной длиной волны. Для измерения оптически стимулированной люминесценции кварцевой фракции используется свет в сине-зеленом диапазоне спектров (Huntley et al., 1985; Murray, Wintle, 2000). Для стимулирования люминесценции полевых шпатов требуется лазерный источник света инфракрасного диапазона (Hütt et al., 1988; Yi et al., 2015). Для термолюминесцентных измерений в ридере установлена термопара либо инфракрасный нагреватель, которые позволяют точно и быстро достигать требуемой температуры. Современные протоколы датирования обычно используют как свет, так и температуру для стимулирования, что позволяет получать люминесцентный сигнал из конкретных ловушек и повышает точность измерений (Buylaert et al., 2012; Murray, Wintle, 2003, 2000; Yi et al., 2015 и др.).

Люминесцентный сигнал во время стимулирования улавливается детектором фотонов. Обычно в качестве детектора фотонов используется фотоэлектронный умножитель (Huntley et al., 1985). Для исключения вклада источников стимуляции на результат измерения используются специальные светофильтры. Светофильтры устанавливаются перед фотоэлектронным умножителем, что позволяет измерить только свет, исходящий из датированного материала.

Для проведения процедуры регенерации единичных аликвот, используемой в протоколах с регенерацией дозы, требуется источник ионизирующего излучения. Источник должен обладать известной активностью, для точной дозировки излучения, подаваемого на образец. В настоящий момент чаще всего применяется источник бета-излучения на основе изотопов $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$. Средняя мощность излучаемой дозы такого источника составляет 0,1 Грей/с, что позволяет довольно быстро производить регенерацию эквивалентного заряда (Botter-Jensen, 2000). Скорость

полураспада изотопа стронция-90 составляет 28,8 лет, что относительно мало и требует постоянной калибровки источника, для точного определения излучаемой им дозы.

В данном исследовании для определения эквивалентной дозы использовались автоматизированные ТЛ/ОСЛ ридеры Risø, модель DA-20 установленные в Северной Люминесцентной Лаборатории Орхусского Университета в Дании (Nordic Luminescence Laboratory, Aarhus University, Denmark).

На данный момент SAR протокол является наиболее надежным, точным и быстрым способом измерения эквивалентной дозы и получения данных о люминесцентном возрасте рыхлых отложений. Протокол включает в себя методы самопроверки, которые позволяют выявить некорректность измерений. А датирование высокого разрешения, с использованием множества последовательных образцов, позволяет выявить некорректные данные, связанные с неявными ошибками, например, засветка образцов при отборе или пробоподготовке.

Мировой опыт исследований показывает значительное доверие результатам люминесцентного датирования, а частота применения метода для датирования различных отложений растет. Люминесцентное датирование позволило определить или уточнить время формирования лёссово-почвенных отложений большинства основных разрезов мира. Датирование высокого разрешения позволяет выявить перерывы в осадконакоплении, которые не имеют видимых литологических границ, а в некоторых случаях даже обнаружить некорректность установленного стратиграфического положения выделенных стратиграфических единиц.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

4.1 Разрез Ложок

Для разреза Ложок было отобрано и продатировано тридцать восемь образцов. Положение отобранных образцов в разрезе и полученные даты изображены на рис. 4.1.

Результаты измерений мощности дозы разреза Ложок приведены в таблице 2. Измеренные концентрации ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K типичны для лессовых отложений и находятся в диапазонах 30-40 Бк/кг для ^{226}Ra , 30-40 Бк/кг для ^{232}Th и 500-550 Бк/кг для ^{40}K . Проба 186190 из лессового горизонта Л4 в основании разреза отличается пониженной активностью, что может отражать изменение исходного источника лессового материала. За исключением упомянутого образца мощность дозы не сильно меняется по разрезу и находится в пределах 2,5-3,0 Грей/ тыс. лет для кварца и 3,0-3,9 Грей/ тыс. лет для полевых шпатов (внутренняя доза $0,56 \pm 0,03$ Грей/ тыс. лет при среднем содержании К 12,5%).

Оценка водонасыщения проведена на основе среднего размера частиц и близости грунтовых вод. Отложения разреза Ложок не подвержены в настоящий момент влиянию речного стока, а уровень грунтовых вод низкий, что, по-видимому, сохранялось в позднечетвертичное время относительно неизменным. Данные о гранулометрическом составе основных стратиграфических единиц разреза позволили дифференцировать вероятное содержание воды на основе доли глинистой фракции. Для образцов с содержанием глинистой фракции в диапазоне 12,5-17% (в основном палеопочвы) оценка среднего содержания воды составляет 15%, для остальных

образцов (в основном не переработанного иллювиальными процессами лесса) она составляет 10%.

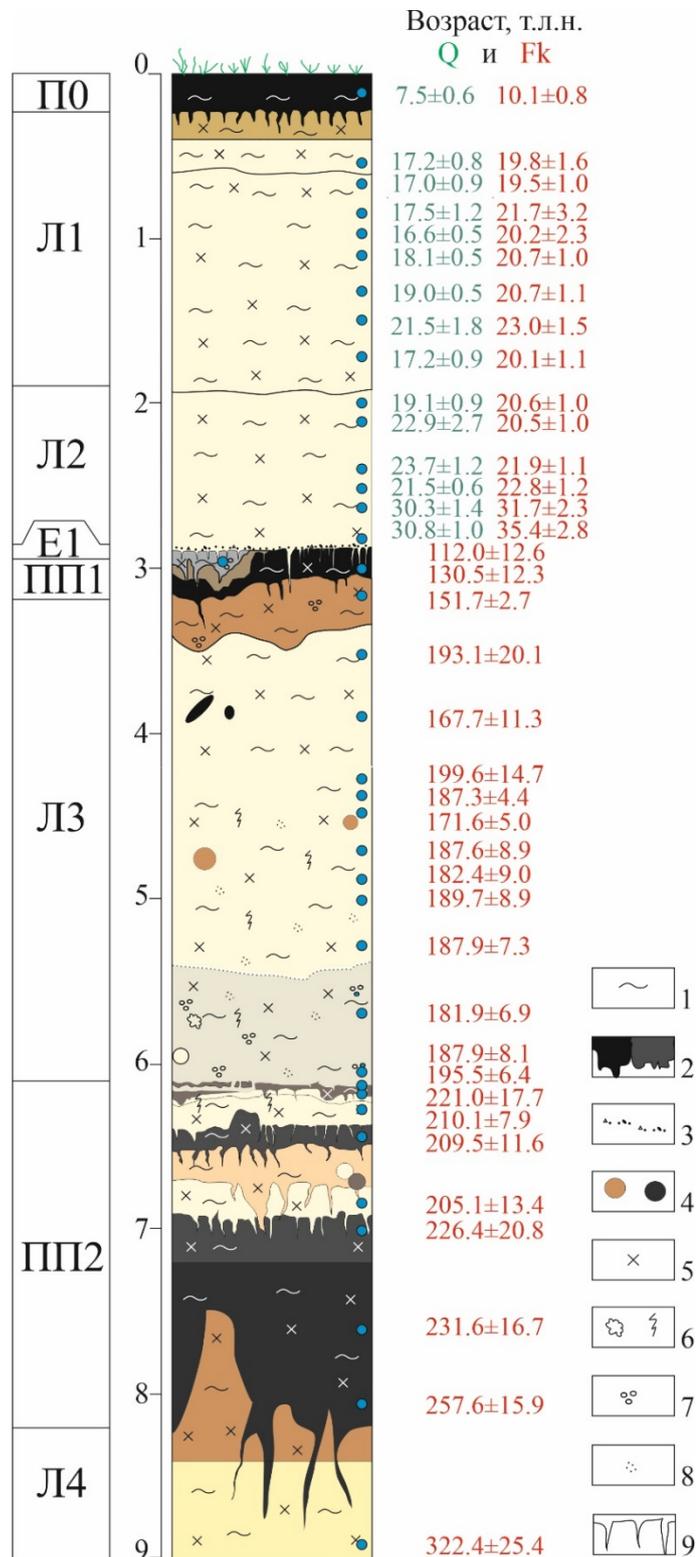


Рисунок 4.1. Положение отобранных образцов в разрезе Ложок и полученные даты. Условные обозначения: 1 - лессовидный суглинок, 2 - гумусовый горизонт палеопочвы, 3 - песок, 4 - кротовины, 5 - карбонатность, 6 - железистые новообразования, 7 - оглеение, 8 - марганцовистый крап, 9 - клинья

Результаты измерений и рассчитанные эквивалентные дозы приведены в таблице 3. Для датирования использовались фракции кварца и полевого шпата размерностью 63-90 мкм. Измерения по кварцу выполнены по 5-25 аликвотам для образцов вплоть до глубины 305 см, и начиная с образца 186165 (глубина – 283 см; слой – E1) сигналы достигают полного насыщения, что не позволяет в дальнейшем использовать кварцевую фракцию для оценки возраста. В ОСЛ сигнале измеренных кварцевых зерен преобладает быстрый компонент, а интерполяция естественного сигнала на кривой насыщения надежна, по крайней мере, до ~100 Грей. Кривая насыщения строилась по пяти точкам с фиксированной дозой: 75, 150, 200, 0, 75 грей.

Измерения по полевым шпатам были проведены для всех образцов по 5-13 аликвотам, по протоколам IR50 и pIRIR290 с построением кривой насыщения по пяти точкам: 100, 200, 300, 0, 300 Грей. Соотношение для верхний образцов разреза, измеренных по всем трем протоколам, составляет $1,0 \pm 0,1$ для pIRIR290/Q и $0,5 - 0,6 \pm 0,1$ для IR50/Q, что указывает на достаточную длительность засветки зёрен перед моментом осадконакопления. Соотношение полученных по кварцу и полевым шпатам возрастов показано на рис. 4.2.

Данные измерений показывают закономерное возрастание эквивалентных доз и соответственно итоговых возрастов по разрезу сверху вниз. Даты, полученные по кварцевой фракции, находятся в диапазоне $7,5 \pm 0,7 - 30,8 \pm 1,9$ т.л.н. Полевошпатовые датировки хорошо соответствуют кварцевым и находятся в диапазоне $10,1 \pm 0,8 - 326 \pm 28$ т.л.н. Так как в практике люминесцентного датирования принято в первую очередь доверять возрастам, полученным по кварцевой фракции, для верхней части разреза ОСЛ датировки приняты как основные.

В верхней части разреза из гумусового слоя современной почвы с глубины 15 см получена единственная дата с возрастом $7,5 \pm 0,7$ т.л.н ($10,1 \pm 0,8$ т.л.н. ПШ), показывающая, что современный почвенный профиль начал формироваться только в голоцене.

Из нижележащего лёсса слоев Л1 и Л2 получено тринадцать датировок с диапазоном возрастов от $17,2 \pm 1,2$ т.л.н. ($19,8 \pm 1,6$ т.л.н. по ПШ) до $30,8 \pm 1,9$ т.л.н. ($35,4 \pm 2,8$ т.л.н. по ПШ). Полученные даты показывают относительно непрерывное осадконакопление в период формирования этой лёссовой толщи в течение МИС 3-2 без заметного перехода между слоями Л2 и Л3. Однако, заметен резкий скачок возрастов на глубине 267-253 см (образцы 186164 и 186163) с ~ 30 до ~ 23 т.л.н., что говорит о возможном наличии перерыва в осадконакоплении на границе МИС 3/2, хотя литологически он не выражен.

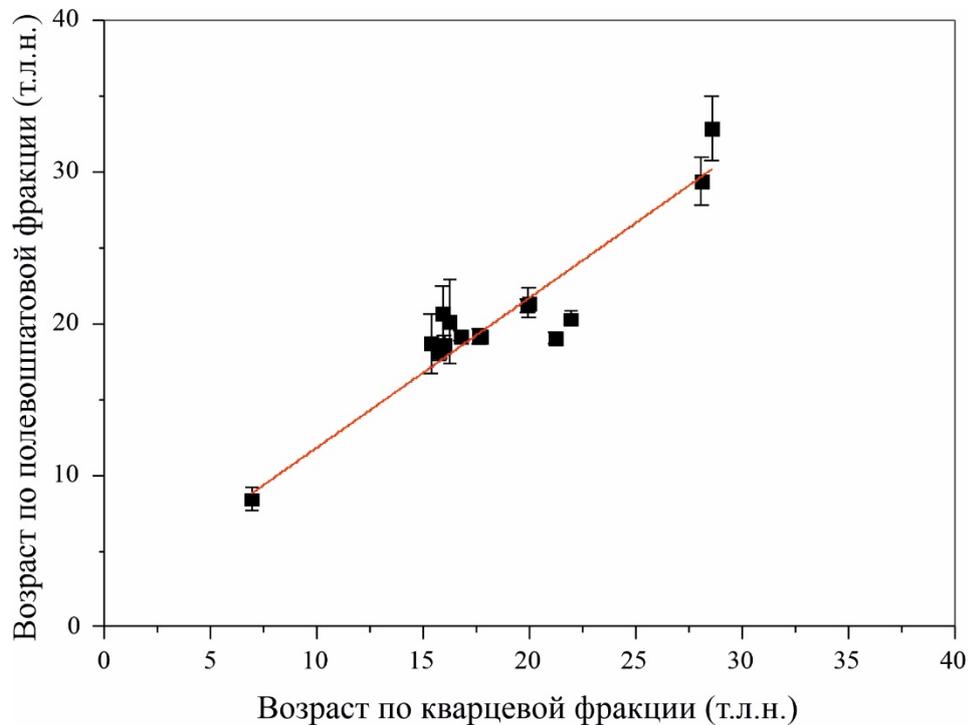


Рисунок 4.2. Соотношение возрастов, полученных по кварцевой и полевошпатовой фракциям, из разреза Ложок

Гумусовый горизонт палеопочвы слоя ПП1 имеет датировку 130 ± 14 т.л.н., а нижезалегающий иллювиальный горизонт, представленный переработанными лёссовыми отложениями - 151 ± 7 т.л.н. Такой результат позволяет нам сопоставить данный палеопочвенный профиль с подстадией МИС 5e, сформированный на подстилающих лёссовых отложениях стадии МИС 6. Из расположенного над гумусовым горизонтом данной почвы серого опесчаненного прослоя Е1 получена дата

возрастом 112 ± 13 т.л.н. Вероятно данный прослой сформирован в конце подстадии МИС 5e, либо в течение подстадии 5c. Резкий разрыв в возрасте между данной палеопочвой и перекрывающим ее лёссом Л2 позволяет нам заключить о наличии значительного перерыва в осадконакоплении. Данный перерыв выраженный литологически в виде эрозионной границы и может свидетельствовать о том, что отложения периода большей части МИС 5, всего МИС 4 и значительной части МИС 3 были удалены пока неизвестным эрозионным процессом.

Из лёссовых отложений слоя Л3 получено тринадцать люминесцентных датировок с диапазоном возрастов от 151 ± 2 т.л.н. до 198 ± 11 т.л.н. Полученные датировки показывают время формирования отложений этого слоя в течение МИС 6 с относительно непрерывным осадконакоплением. Однако интервале глубин 357-333 см происходит резкий переход со 195 ± 22 т.л.н. до 154 ± 7 т.л.н., что говорит либо о резком уменьшении скорости осадконакопления во второй половине МИС 6, либо о наличии скрытого перерыва, который не имеет литологической выраженности.

Из палеопедокомплекса слоя ПП2 получено семь дат в диапазоне возрастов от 223 ± 20 т.л.н. до 260 ± 20 т.л.н. Нижняя палеопочва педокомплекса имеет три даты: 260 ± 20 , 234 ± 20 и 229 ± 23 т.л.н. Перекрывающий её лёсс имеет возраст 207 ± 16 т.л.н. Верхняя палеопочва имеет возраст 212 ± 15 т.л.н. Лёсс и гумусовый прослой верхней части педокомплекса имеют возраст 212 ± 12 т.л.н. и 223 ± 20 т.л.н. соответственно. В соответствии с полученными датировками можно уверенно коррелировать время формирования педокомплекса соответствующее МИС 7, где палеопочвы и гумусовый прослой соответствуют подстадиям 7e, 7c и 7a соответственно, а лёссовые прослои 7d и 7b.

В основании расчистки из лёссовых отложений слоя Л4 имеется одна датировка - 326 ± 28 т.л.н. С учетом доверительного интервала можно предположить время формирования данного лёссового горизонта как соответствующее МИС 8.

4.2 Разрез Солоновка

Для разреза Солоновка отобрано и продатировано двадцать образцов. Положение отобранных образцов и полученные даты изображены на рис. 4.3.

Результаты измерений мощности дозы приведены в таблице 4. Измеренные концентрации ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K типичны для лессовых отложений и находятся в диапазонах 32-47 Бк/кг, 34-53 Бк/кг и 440-700 Бк/кг соответственно. Уровень водонасыщения отложений составляет 15-20%. Относительно высокое водонасыщение объясняется близким расположением р. Песчанка и относительно высоким содержанием фракции глины и тонкой пыли. Образцы с максимальным уровнем водонасыщения взяты в основном из почвенных и иллювиальных горизонтов. Мощность дозы варьирует в диапазоне 2,3-3,3 Грей/ тыс. лет для кварца и 2,7-3,7 Грей/ тыс. лет для полевого шпата.

Рассчитанные эквивалентные дозы и итоговые даты приведены в таблице 5. Измерения проводились по фракциям кварца и полевого шпата размерностью 63-90 мкм. Кривая насыщения строилась по пяти точкам: 75, 150, 200, 0, 75 Грей для кварца и 100, 200, 300, 0, 100 Грей для полевого шпата. Из-за крайне малого содержания песчаной фракции в отложениях датирование выполнялось по 4-14 аликвотам для кварца и 3-12 аликвотам для полевого шпата. На рис. 4 показаны типичное для кварца преобладание быстрого ОСЛ компонента. Насыщение кварца исследуемых отложений происходит при дозах ~ 200 Грей, таким образом два нижних образца попадают в полное насыщение и не могут учитываться в дальнейшей интерпретации результатов датирования. Для датирования полевого шпата были использован протокол pRIR290. Максимальное значение эквивалентной дозы по выбранному протоколу составляет 369 ± 37 Грей, что находится в пределах диапазона pRIR датирования. Измеренные эквивалентные дозы как для кварца, так и для полевого шпата показывают закономерное увеличение сверху вниз по разрезу. Соотношение полученных по кварцу и полевым шпатам возрастов показано на рис. 4.4.

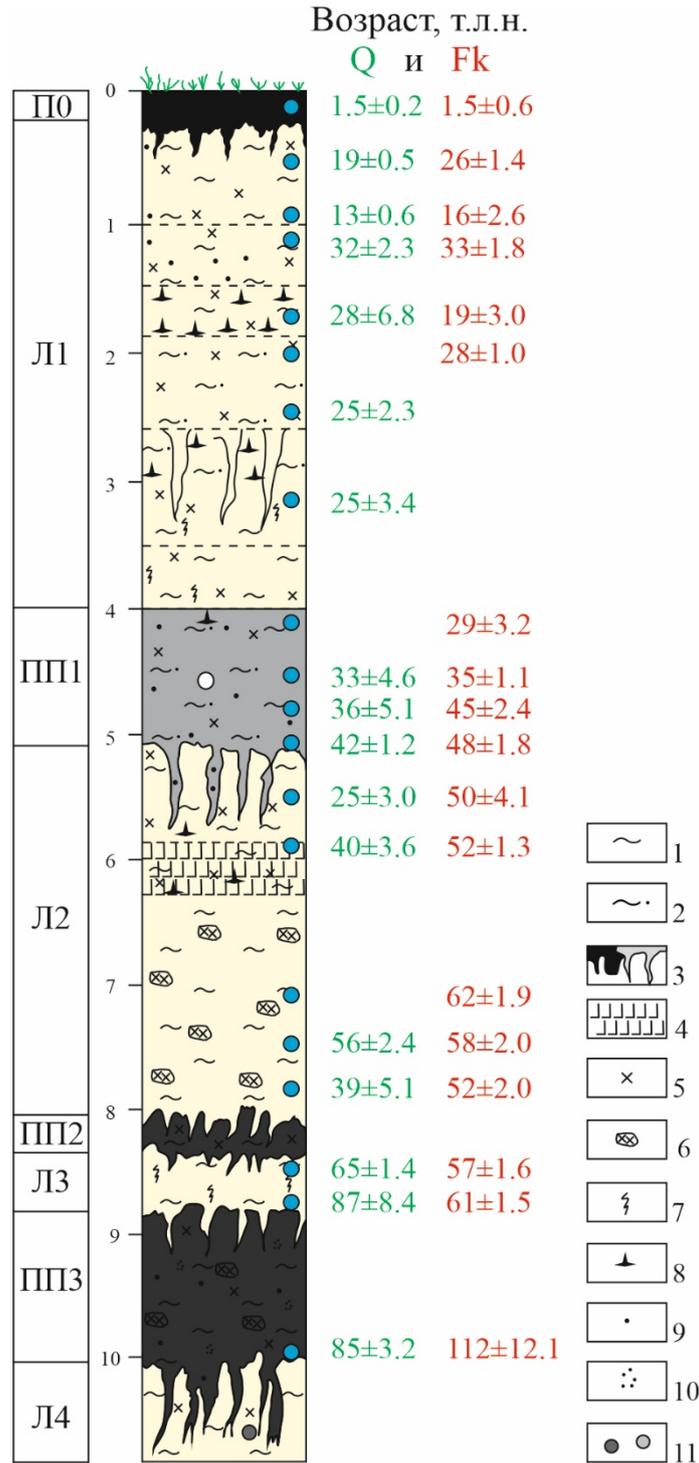


Рисунок 4.3 Положение отобранных образцов в разрезе Солоновка и полученные даты. Условные обозначения: 1 - лессовидный суглинок, 2 – суглинок опесчаненный, 3 - гумусовый горизонт палеопочвы, 4 – оструктуренный горизонт, 5 - карбонатность, 6 – карбонатные конкреции, 7 - ожелезнение, 8 – гипсовые конкреции, 9 – марганцовистые дробовины, 10 – марганцовистый крап, 11 – кротовины

Из современной почвы отобран образец с глубины 20 см слоя ПО. Полученная датировка 1,9±0,6 т.л.н. и 1,9±0,5 т.л.н. (по кварцу и полевоому шпату

соответственно) показывает голоценовый возраст формирования гумусового горизонта современной почвы. Образец из иллювиального горизонта современной почвы (относится к слою Л1) имеет возраст $19,9 \pm 0,5$ т.л.н. по кварцу и $26 \pm 1,4$ т.л.н. по шпатам. Столь сильная разница между полученными возрастными данными двух смежных горизонтов одного почвенного профиля может быть свидетельством эрозии поверхности увала перед формированием современного почвенного покрова.

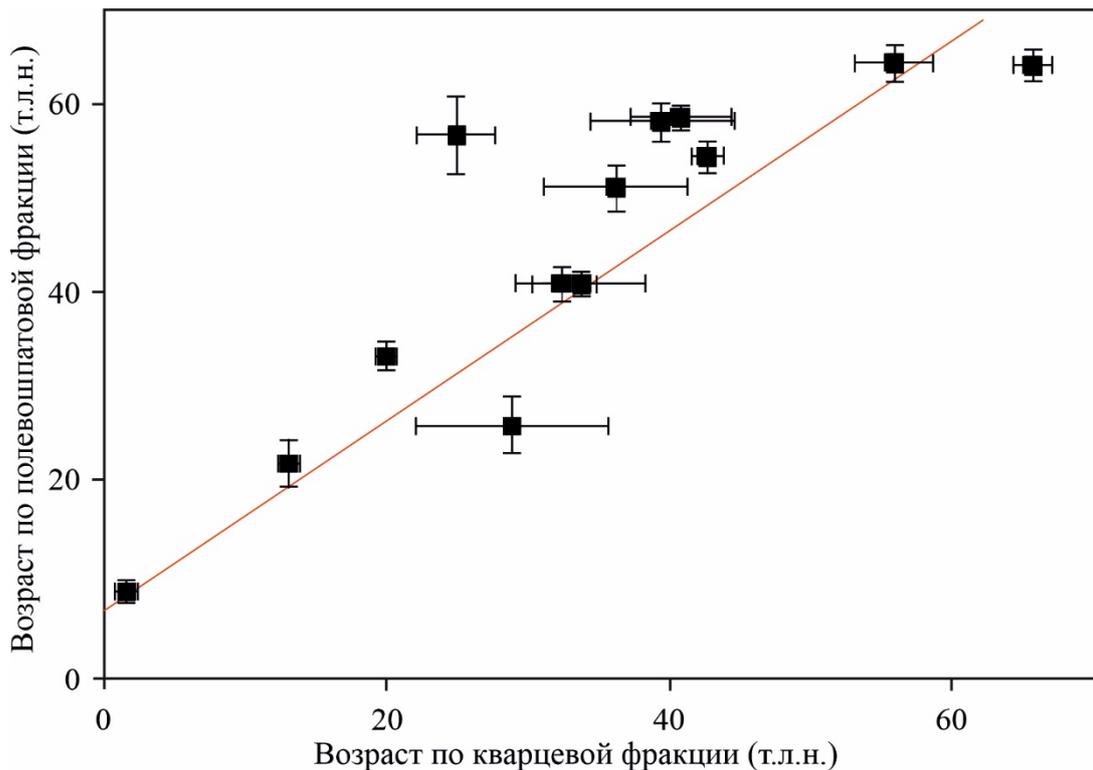


Рисунок 4.4. Соотношение возрастов, полученных по кварцевой и полевошпатовой фракциям, из разреза Солоновка

Из слоев Л1, ПП1 и Л2 в совокупности было получено 16 дат. Возраст проработанных образцов варьируется в диапазоне от $19 \pm 3,0$ т.л.н. до $58 \pm 2,0$ т.л.н. и в целом имеет тренд плавного увеличения возраста сверху в низ по разрезу, а все имеющиеся инверсии возрастов незначительны с учетом доверительного интервала. Образец наиболее близкий к основанию слоя Л1 имеет возраст $25,1 \pm 3,4$ т.л.н., а образец из кровли слоя ПП1 - $29 \pm 3,2$ т.л.н, что в целом может свидетельствовать о выраженности границы между стадиями МИС 3/2 в виде окончания формирования палеопочвы слоя ПП1. Два образца из приподошвенной части слоя Л2 имеют

возраст $52 \pm 2,0$ и $58 \pm 2,0$ т.л.н. Данный возраст близок к нижней границе МИС 3 в 57 тысяч лет.

Из лёссового прослоя под палеопочвой слоя ПП2, также являющегося иллювиальным горизонтом соответствующей почвы, были получены две даты: $65,5 \pm 1,4$ т.л.н. по кварцу и $57 \pm 1,6$ т.л.н. по полевому шпату из верхней части прослоя, и $61 \pm 1,5$ т.л.н. по полевому шпату из основания прослоя. Полученные даты говорят о формировании данного прослоя лёсса в течение МИС 4, а палеопочва соответственно сформировалась в начале МИС 3.

Из основания гумусового горизонта палеопочвы ПП3 получена дата $112 \pm 12,1$ т.л.н. Учитывая доверительный интервал можно говорить о формировании данной палеопочвы в интервале МИС 5е. Разница в полученных датировках между двумя вышеупомянутыми слоями говорит о наличии перерыва длительностью ~55 тысяч лет.

4.3 Разрез Белово

Из разреза Белово отобрано и продатировано двадцать пять образцов. Положение отобранных образцов в разрезе и полученные даты изображены на рис. 4.5.

Результаты измерений мощности дозы приведены в таблице 6. Концентрация изотопов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K типично высокая для лёссовых отложений и находятся в диапазонах 32-44 Бк/кг, 43-53 Бк/кг и 570-726 Бк/кг соответственно. Уровень водонасыщения отложений составляет 10%. Мощность дозы варьирует в диапазоне 2,4-3,6 Грей/ тыс. лет для кварца и 3,8-4,5 Грей/ тыс. лет для полевого шпата. Наибольших значений мощность дозы закономерно достигает в гумусовых и иллювиальных горизонтах палеопочв.

Рассчитанные эквивалентные дозы и итоговые даты приведены в таблице 7. Измерения проводились по фракциям кварца и полевого шпата размерностью 63-90 мкм. Для полевошпатовых образцов измерения проводились по 7-10 аликвотам.

Единственный кварцевый образец измерен по 13 аликвотам. Кривая насыщения строилась по пяти точкам: 75, 150, 200, 0, 75 Грей для кварца и 100, 200, 300, 0, 100 Грей для полевого шпата. Насыщение кварца исследуемых отложений происходит уже во втором сверху образце, соответственно все кроме верхнего образцы попадают в полное насыщение и измерения не проводились. Для датирования полевого шпата был использован протокол pIRIR290. Максимальное значение эквивалентной дозы по выбранному протоколу составляет 630 ± 25 Грей, что находится в пределах диапазона pIRIR290 датирования. Измеренные эквивалентные дозы полевого шпата показывают закономерное увеличение сверху вниз по разрезу.

Из гумусового горизонта современной почвы по данным датирования полевошпатовой и кварцевой фракций получены даты $8,6 \pm 0,5$ т.л.н. и $2,3 \pm 0,1$ т.л.н. соответственно. Полученный возраст свидетельствует о голоценовом времени начала формирования современного почвенного покрова.

Из слоя Л1 получено одиннадцать датировок. Из преобразованной иллювиальными процессами современного почвообразования верхней части слоя получен возраст $55,1 \pm 3,8$ т.л.н. Данный возраст соответствует границе МИС 4/3, и также свидетельствует о том, что современный почвенный покров сформирован на лёссовых отложениях ермаковского стадиала. Этот факт говорит о наличии перерыва практически полностью охватывающего МИС 3-2 связанного с эрозионной деятельностью, либо возможном отсутствии аккумулятивной деятельности на данном участке в этот период времени. Остальные датировки лёссового горизонта создают интервал формирования отложений от $84,0 \pm 5,2$ т.л.н. до $109,9 \pm 12,2$ т.л.н. Данный интервал охватывает период соответствующий второй половине МИС 5. Также очевидно наличие стратиграфического перерыва между двумя верхними датами слоя: $84,0 \pm 5,2$ т.л.н. и $55,1 \pm 3,8$ т.л.н. Указанный интервал очень хорошо соответствует МИС 4, что говорит о сильном снижении скорости накопления лёссовых отложений в то время, т.к. какой-либо эрозионной границы в разрезе не выявлено.

Из слоя ПК1 получено 4 даты. Верхняя палеопочва имеет возраст $105,2 \pm 6,1$ т.л.н., нижняя $113,1 \pm 6,3$ т.л.н. Лёссовый интервал между почвами имеет две

датировки $102,6 \pm 6,2$ т.л.н. и $109,7 \pm 6,6$ т.л.н. В соответствии с полученными данными данный слой сформирован в течение подстадии МИС 5с.

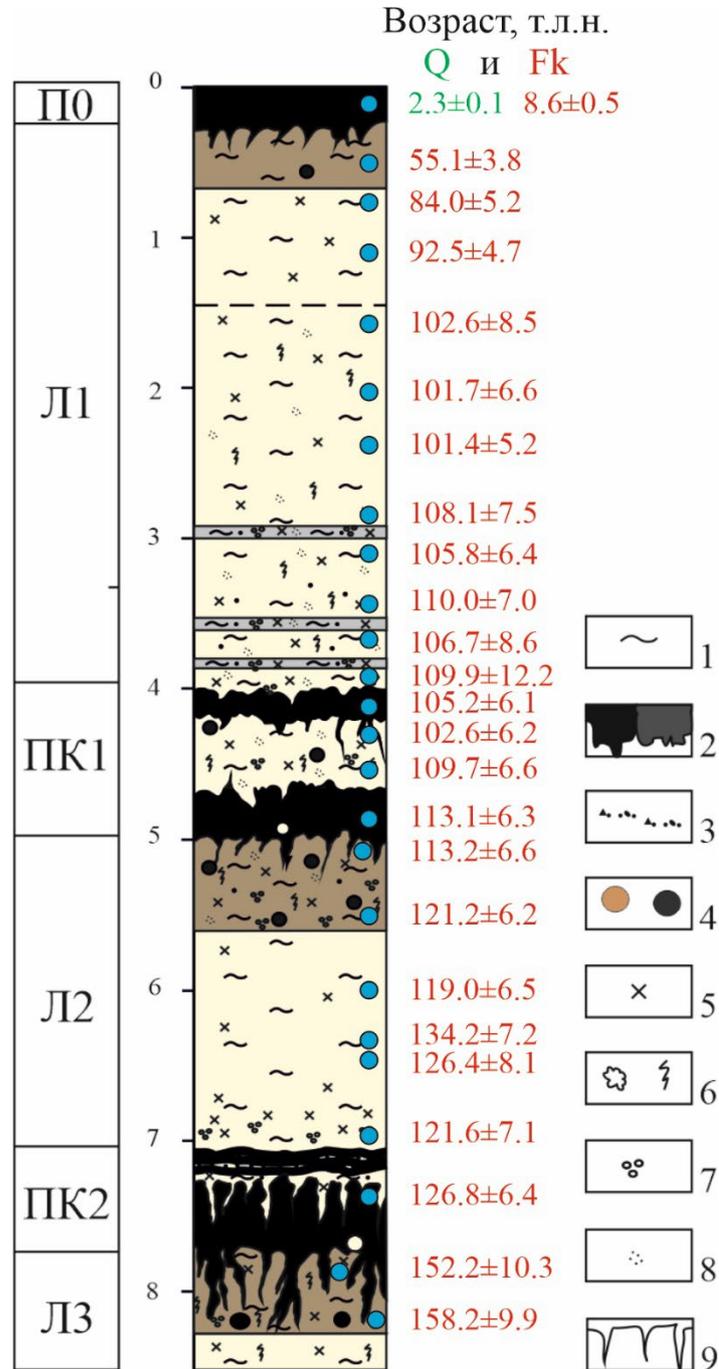


Рисунок 4.5. Положение отобранных образцов в разрезе Белово и полученные даты. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 - суглинок, 3 – суглинок опесчаненный, 4 - железистые новообразования, 5 - оглеение, 6 – карбонаты, 7 – марганцевые новообразования, 8 - кротовины

Лёссовый слой Л2 имеет 6 датировок, образующих интервал возрастов $113,2 \pm 6,6$ – $121,6 \pm 7,1$ т.л.н. Принимая во внимание доверительный интервал, вполне вероятно, что слой формировался в течение подстадии МИС 5d.

Из слоя ПК2, соответствующего гумусовому горизонту нижней палеопочвы получена дата $126,8 \pm 6,4$ т.л.н. Полученный возраст соответствует подстадии МИС 5e. Из слоя Л3, подстилающего палеопочву и в верхней части переработанного почвообразовательными процессами, получено две даты: $152,2 \pm 10,3$ т.л.н. из иллювиального горизонта почвы и $158,2 \pm 9,9$ т.л.н. из не переработанного лёсса. Полученные даты соответствуют МИС 6.

4.4 Разрез Красногорское

Для разреза Красногорское удалось получить шесть люминесцентных датировок. Результаты измерений, рассчитанные эквивалентные дозы и мощность дозы представлены в таблицах 8 и 9. Мощность дозы для измеренных образцов находится в диапазоне 2,4–2,6 Гр/тыс. лет, что характерно для лёссовых отложений. Эквивалентные дозы почти всех образцов закономерно увеличиваются с увеличением глубины отбора от $63,1 \pm 2,9$ Грей до $533,3 \pm 65,1$ Грей.

Образец из слоя Л2 имеет возраст $25,4 \pm 1,6$ т.л.н., что соответствует МИС 2. Две последующих даты получены из лёссового прослоя слоя ПП1, перемежающего две палеопочвы, и образуют диапазон $39,7 \pm 2,7$ – $46,6 \pm 4,7$ т.л.н. Возраст данного прослоя указывает на время осадконакопления лёссового прослоя и, вероятно, двух палеопочв в течение МИС 3. Полученная дата из слоя Л3 имеет возраст $48,4 \pm 3,3$ т.л.н., что показывает время формирования отложений данного слоя также соответствующее первой половине МИС 3.

Из верхней и нижней части горизонта лёсса Л4, являющегося материнской породой для нижней палеопочвы, по фракции полевого шпата получено две даты

возрастом $127,5 \pm 7,2$ т.л.н. и $149,4 \pm 9,0$ т.л.н., что соответствует МИС 6. Обе даты также указывают на время формирования вышележащей палеопочвы, соответствующее МИС 5е. Полученные датировки могут свидетельствовать о наличии перерыва в осадконакоплении между кровлей верхней палеопочвы педокомплекса ПП2 и подошвой вышележащего слоя Л3. Либо, в соответствии с результатами датирования разреза Солоновка, перерыв расположен на границе нижней палеопочвы педокомплекса ПП2 и вышележащим лёссовым прослоем.

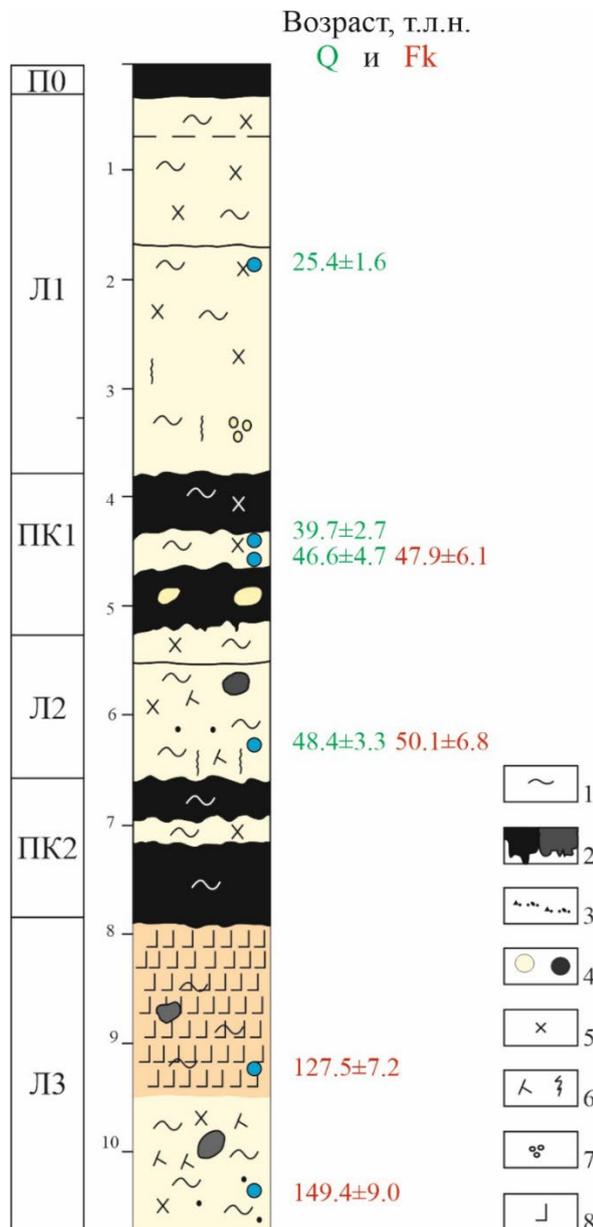


Рисунок 4.6. Положение отобранных образцов в разрезе Красногорское и полученные даты. Условные обозначения: 1 – суглинок, 2 - гумусовый горизонт, 3 – марганцевые новообразования, 4 - кротовины, 5 – карбонатные новообразования, 6 – гипсовые и железистые новообразования, 7 – оглеение, 8 – структурированный иллювиальный горизонт

4.5 Разрез Ключи

Для разреза Ключи было выполнено ОСЛ датирование по 9 образцам. Данные люминесцентного датирования представлены в таблицах 10 и 11.

Из слоев 5, 4 и 3 получено четыре даты. В основании слоя 5 полученный возраст составил $45,6 \pm 3,7$ т.л.н. Для лёссовых отложений слоя 4 получено две даты: $29,1 \pm 2,4$, $30,9 \pm 3,5$ и $25,6 \pm 1,4$ т.л.н. Данные датировки позволяет предположить, что отложения формировались в течение МИС 3 – первой половине МИС 2.

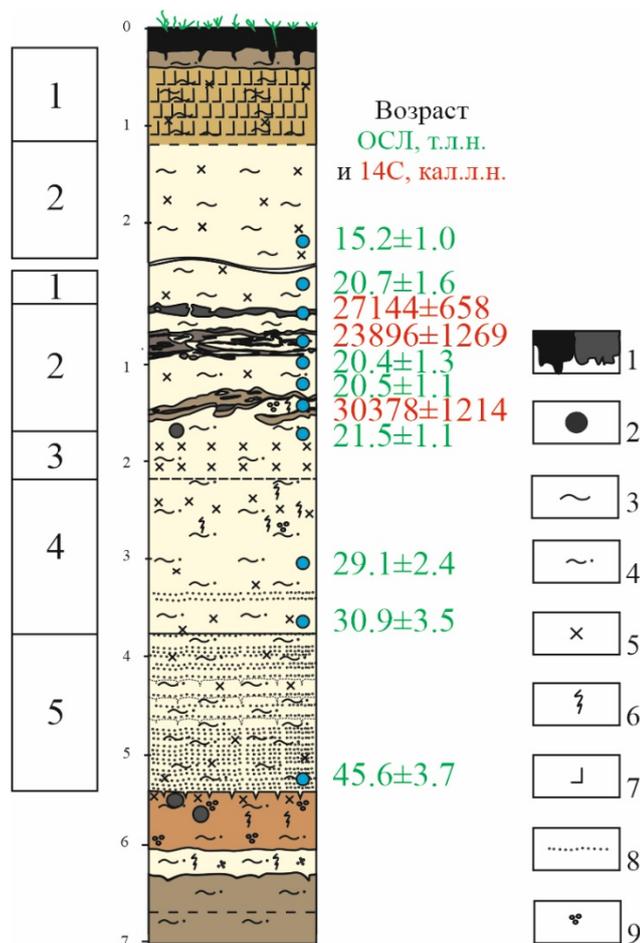


Рисунок 4.7. Положение отобранных образцов в разрезе Ключи и полученные даты. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 – кротовины, 3 – суглинок, 4 – суглинок опесчаненный, 5 – карбонатные новообразования, 6 – железистые новообразования, 7 – структурированный иллювиальный горизонт, 8 – песчаные прослои, 9 – оглеение

Для лёссовидных суглинков слоя 2, вмещающих три уровня педоседиментов получены три датировки: $21,5 \pm 1,1$ т.л.н. под нижней палеопочвой, $20,5 \pm 1,1$ т.л.н. между нижней и средней палеопочвами, из $20,4 \pm 1,3$ т.л.н. средней палеопочвы. Из лёссов слоя 1 сразу над верхней палеопочвой получена дата $20,7 \pm 1,6$ т.л.н. Полученные даты позволяют установить, что время формирования слоя, вмещающего педоседименты соответствует середине МИС 2. Также была получена дата $15,2 \pm 1,0$ т.л.н., из слоя 1, из основания дополнительной расчистки, соответствует окончанию стадии МИС 2.

Результаты люминесцентного датирования позволили установить возраст стратиграфических единиц исследуемых разрезов. Время формирования отложений разреза Ложок происходило в течение МИС 8 – МИС 1. Результаты датирования показывают, что в разрезе присутствует значительный перерыв в осадконакоплении длительностью ~80 тысяч лет, выраженный эрозионной границей между палеопочвой ПП1 и выше залегающим лёссом Л2. Помимо этого перерыва можно предположить наличие перерывов в основании слоя Л2, что по данным датирования соответствует границе МИС 3/2, и в верхней части слоя Л3, что соответствует второй половине МИС 6. В разрезе Солоновка полученные даты позволили установить, что время формирования отложений соответствует периоду МИС 6-1. В разрезе отсутствуют отложения подстадий МИС 5d-a и второй половины МИС 2 связанные либо с эрозионными процессами, либо с резким снижением скорости осадконакопления. Большая часть отложений разреза Белово по результатам проведенного датирования сформировалась с течение стадии МИС 5. Сверху отложения этой стадии перекрыты незначительным лёссовым слоем, возраст которого в целом соответствует стадии МИС 4. По результатам датирования лёссовой толщи разреза Ключи отложения формировались в течение стадий МИС 3-1. В разрезе Красногорское установленное время формирования основных стратиграфических единиц исследуемого разреза соответствует периоду МИС 6-1. Также было установлено

наличие стратиграфического перерыва, который может быть расположен либо на верхней границе верхней палеопочвы нижнего педокомплекса, либо на нижней. Общим для всех разрезов является то, что в каждом были обнаружены ранее не установленные перерывы в осадконакоплении, что, судя по мировой практике детального датирования лёссово-почвенных разрезов, является обыденным.

ГЛАВА 5. ЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

5.1 Обсуждение результатов датирования лёссово-почвенных разрезов юго-востока Западной Сибири

5.1.1 Разрез Ложок

По результатам датирования, что формирование баганского лёсса (слой Л1) происходило в период значительного повышения скорости осадконакопления, где около 1,5 м лёсса накопилось в интервале $19,1 \pm 1,4$ - $17,2 \pm 1,2$ т.л.н. Формирование ельцовского лёсса (слой Л2) происходило значительно медленнее в период $30,8 \pm 1,9$ - $19,1 \pm 1,4$ т.л.н. Отсутствие эрозионной границы между слоями лёсса, а также значительной разницы между датами около границы между слоями показывает относительно непрерывный процесс лёссонакопления. Разница в литологических свойствах двух смежных горизонтов может быть объяснена резким повышением скорости осадконакопления и соответственно различным влиянием процесса лёссификации. В соответствии со стратиграфической схемой лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной-Сибири между баганским и ельцовским лёссами располагается суминская палеопочва, время формирования которой оценивается в пределах 16,6-19,0 т.л.н. (Зыкина, Зыкин, 2012). В разрезе Ложок данная палеопочва отсутствует, что возможно объясняется местными палеоклиматическими условиями, т.е. преобладанием процессов осадконакопления над процессами почвообразования. В связи с этим с точки зрения палеоклиматических условий нет смысла разделять два лёссовых горизонта. Полученные датировки подтверждают,

что формирование мощной толщи баганско-ельцовского лёсса происходило в течение МИС 2. Установленный возраст также в целом согласуется с радиоуглеродными датировками 23212 ± 959 кал.л.н. (СОАН-164) и 25982 ± 1061 кал.л.н. (СОАН-12), полученными из переработанного гумусового горизонта верхней искитимской почвы из северной стенки карьера Ложок (Волков, 1973). Судя по датам в кровле слоя Л1 ($7,5 \pm 0,7$ т.л.н.) и из гумусового горизонта современной почвы ($7,5 \pm 0,7$ т.л.н.) вероятно наличие перерыва либо резкого снижения скорости осадконакопления.

Нижележащая палеопочва по данным датирования имеет возраст 133 ± 14 т.л.н., что соответствует времени формирования в течение МИС 5е (казанцевское межледниковье). Полученный возраст не соответствует ранее установленному стратиграфическому положению палеопочвы (Sizikova, Zykina, 2015; Zykin, Zykina, 2015; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012 и др.). Ранее эта палеопочва выделялась в качестве нижней искитимской, а ее возраст определялся соответствующий началу МИС 3. С точки зрения полученного возраста и имеющейся лёссово-почвенной стратиграфии юго-востока Западной Сибири данная палеопочва является нижней бердской. Верхняя часть гумусового горизонта палеопочвы разбита трещинами усыхания шириной от 1 до 10 см с глубиной до 12 см. Также верхняя граница имеет явный эрозионный характер, где помимо резкой границы присутствует прослой обломочного материала: щебня, гравия и крупного песка. По всей видимости формирование эрозионной границы связано с активными денудационными процессами после формирования почвенного профиля. По результатам датирования имеющаяся эрозионная граница подчеркивает перерыв в осадконакоплении длительностью ~85 тысяч лет. На данном этапе исследований остается не ясным время начала преобладания эрозионных процессов, сформировавших границу, а также возможные стратиграфические единицы, которые могли быть денудированы.

Для слоя Л3 получено время формирования в период 190 ± 12 - 154 ± 7 т.л.н., что соответствует времени МИС 6, т.е. является сузунским лёссом. Ранее данный

горизонт коррелировался с тулинском лёссом (Зыкина, Зыкин, 2012 и др.), что в соответствии со стратиграфической схемой соответствует времени МИС 4.

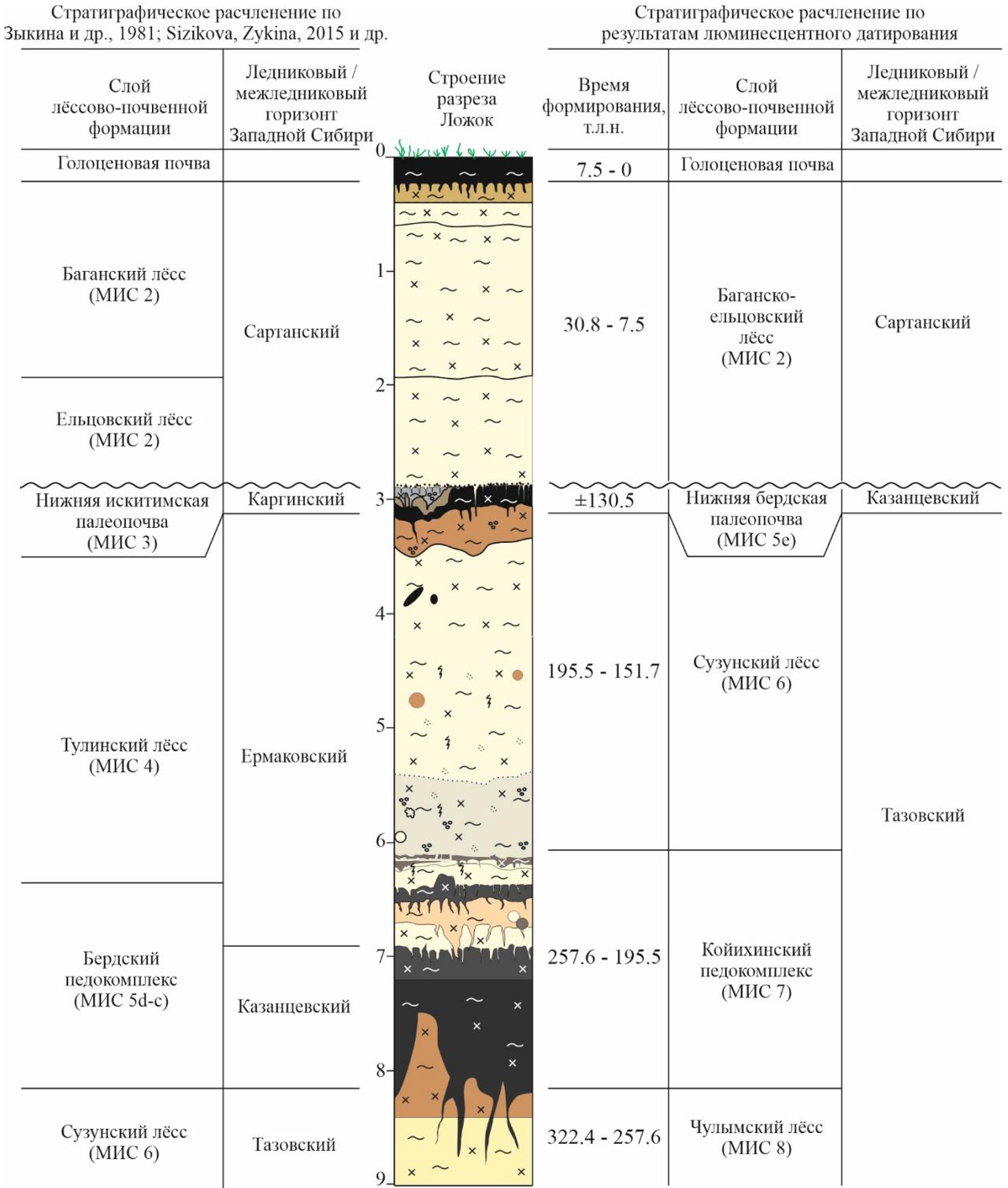


Рисунок 5.1. Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности разреза Ложок. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012)

Для педокомплекса в нижней части разреза, состоящего из двух палеопочв и гумусированного прослоя, полученное время формирования в период $260 \pm 20 - 198 \pm 11$ т.л.н. соответствует времени МИС 7 и койнихинскому педокомплексу в лёссово-почвенной стратиграфической схеме юго-востока Западной Сибири. Нижняя мощная палеопочва имеет возраст $260 \pm 20 - 229 \pm 23$ т.л.н., а верхняя палеопочва 212 ± 15 т.л.н. Гумусированный прослой имеет возраст 198 ± 11 т.л.н. Ранее данный педокомплекс принимался как бердский, а верхний гумусированный прослой в предыдущих исследованиях не наблюдался. В соответствии с принятым разделением МИС 7 на подстадии гумусовый прослой и две палеопочвы могут быть соотношены с подстадиями МИС 7e, 7c и 7a соответственно, что довольно хорошо соответствует периодизации потеплений-похолоданий северного полушария во время МИС 7.

Лёссовый прослой (Л4) в основании разреза имеет дату 326 ± 28 т.л.н., что с учетом доверительного интервала соответствует МИС 8, а не МИС 6. Таким образом данный лёссовый горизонт является чулымским лёссом, а не сузунским, как считалось ранее (Зыкина, Зыкин, 2012 и др.).

5.1.2 Разрез Солоновка

По результатам датирования установлено, что лёссовый слой Л1 сформировался в интервале $29 \pm 3,2 - 19,9 \pm 0,5$ т.л.н., что соответствует началу МИС 2. В соответствии с полученным возрастом слоя это лёсс соответствует ельцовскому лёссу стратиграфической схемы юго-востока Западной Сибири, что не соответствует ранее установленному расчленению разреза (Зыкин и др., 2017), хотя несоответствие может быть объяснено большей мощностью отложений в расчистке, используемой в В.С. Зыкин и др. (Зыкин и др., 2017). Судя по дате из кровли слоя и дате из

гумусового горизонта, в разрезе отсутствуют отложения второй половины МИС 2. Имеющийся перерыв более очевиден, чем в разрезе Ложок на том же уровне, и более вероятно вызван эрозией поверхности увала.

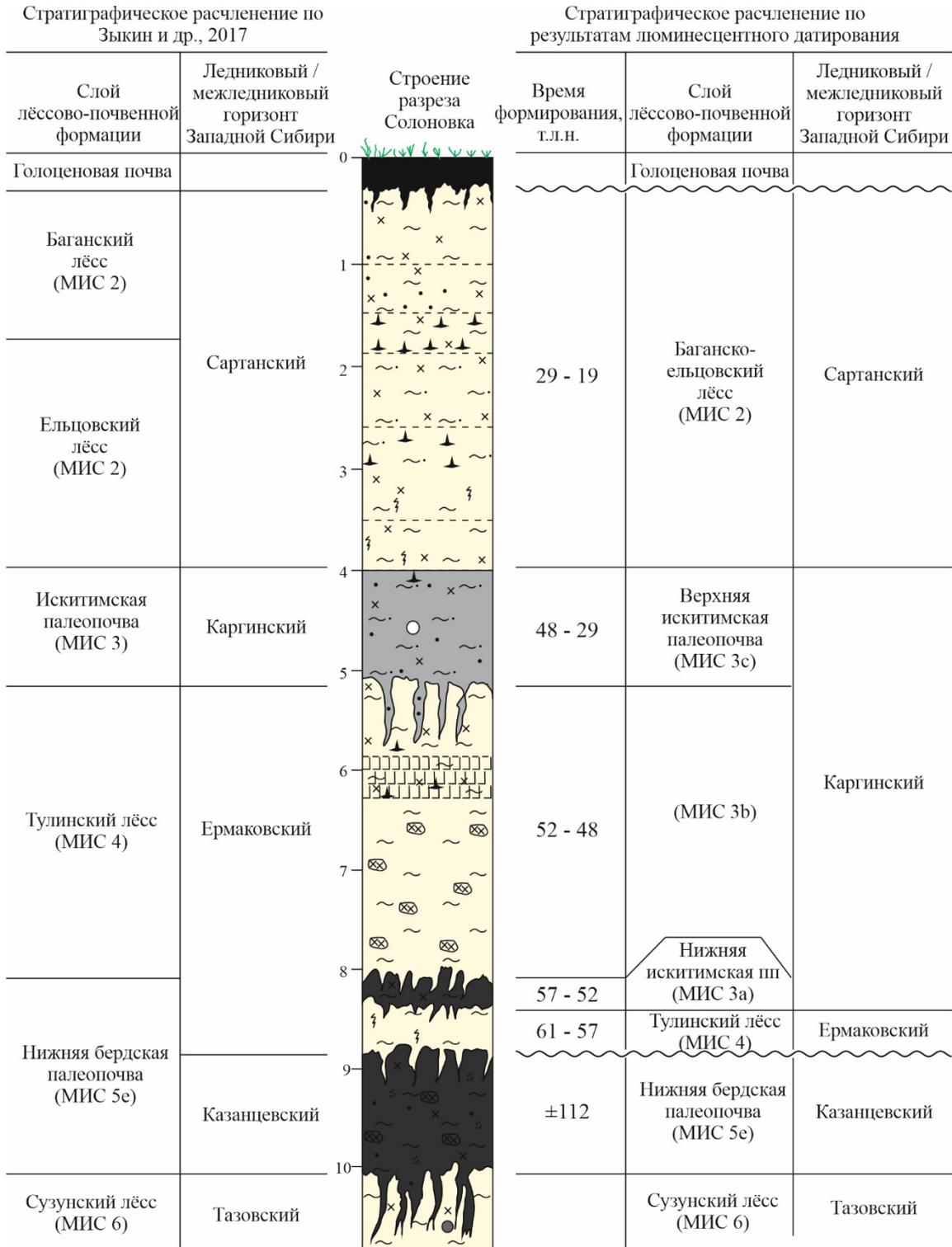


Рисунок 5.2. Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности разреза Солоновка. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012)

Полученный возраст палеопочвы ПП1 находится в интервале $48\pm 1,8 - 29\pm 3,2$ т.л.н. и соответствует второй половине МИС 3, подстадии МИС 3с. Также верхняя граница палеопочвы представляет собой довольно точную границу МИС 3/2. Палеопочва ПП1 может соответствовать верхней палеопочве искитимского педокомплекса. Лёссовый горизонт Л2 по данным датирования формировался в интервале $58\pm 2,0 - 48\pm 1,8$ т.л.н. Полученный интервал соответствует первой половине МИС 3. Палеопочва ПП2 по данным датирования формировалась около 57-58 т.л.н., что соответствует подстадией МИС 3а и может быть скоррелирована с нижней палеопочвой искитимского педокомплекса. Ранее эта палеопочва считалась верхней палеопочвой бердского педокомплекса, соответствующая стадии МИС 5с (Зыкин и др., 2017). В соответствии со стратиграфической схемой лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири отложения соответствующие стадии МИС 3 представлены только двумя маломощными почвами формирующими искитимский педокомплекс с небольшим лёссовым прослоем между ними (Зыкина, Зыкин, 2012). Однако в разрезе Солоновка только нижняя почва соответствующая МИС 3 является маломощной, а перекрывает ее мощный лёссовый горизонт сверху перекрытый мощной, но слаборазвитой палеопочвой. Такое несоответствие очевидно вызвано резким увеличением скорости накопления лёссов в этом регионе после формирования палеопочвы ПП2.

Маломощный лёссовый прослой Л3, разделяющий две нижние палеопочвы расчистки имеет две даты, образующие интервал $61\pm 1,5 - 57\pm 1,6$ т.л.н. Полученный интервал соответствует самому концу МИС 4 и тулинскому лёссу стратиграфической схемы. Нижняя палеопочва ПП3 имеет единственную дату из основания разреза - $112\pm 12,1$ т.л.н. Учитывая доверительный интервал данная почва была сформирована в течение подстадии МИС 5е, т.е. во время казанцевского межледникового, что также соответствует ранее принятому стратиграфическому положению палеопочвы (Зыкин и др., 2017). Из-за отсутствия большего количества данных датирования на данном этапе невозможно установить длительность ее формирования,

однако, учитывая резкую верхнюю границу, разбитую довольно крупными клиньями, можно предположить наличие значительного перерыва в осадконакоплении почти полностью охватывающего диапазон МИС 5d – МИС 4. Выделенный интервал соответствует ермаковскому интерстадиалу стратиграфической схемы Западной Сибири, что говорит о почти полном отсутствии лёссовых отложений этого времени.

5.1.3 Разрез Белово

По результатам датирования из части слоя Л1, преобразованной иллювиальными процессами современного почвообразования, получена дата $55,1 \pm 3,8$ т.л.н., что довольно точно соответствует границе МИС 4/3. Следующая дата с глубины 75 см имеет возраст $84 \pm 5,2$ т.л.н, что уже находится в пределах стадии МИС 5. Основываясь на этих датах, в разрезе отложения интервала МИС 4-1 имеют мощность не более 0,7 м, что свидетельствует либо о крайне резком снижении скорости осадконакопления, либо о наличии одного или нескольких перерывов в осадконакоплении.

Часть разреза, представленная слоями Л1, ПК1, Л2 по данным люминесцентного датирования сформирована в течение МИС 5. Слой Л1 имеет интервал времени формирования $84,0 \pm 5,2 - 106,7 \pm 8,6$ т.л.н., что соответствует подстадиям МИС 5с-а. Педокомплекс ПК1 представленный двумя палеопочвами сформировался в интервале $106,7 \pm 8,6 - 113,2 \pm 6,6$ т.л.н. Данный интервал соответствует подстадии МИС 5с. Лёссовый горизонт Л2 формировался в период $113,2 \pm 6,6 - 121,6 \pm 7,1$ т.л.н., что можно коррелировать с подстадией МИС 5d. Полученное время формирования

разреза не соответствует ранее принятому расчленению разреза (Zyulina et al., 2022; Зыкина и др., 2000; Зыкина, Зыкин, 2012).

Стратиграфическое расчленение по Зыкина, Зыкин, 2012; Zyulina et al., 2022		Строение разреза Белово	Стратиграфическое расчленение по результатам люминесцентного датирования		
Слой лёссово-почвенной формации	Ледниковый / межледниковый горизонт Западной Сибири		Время формирования, т.л.н.	Морская изотопная стадия	Ледниковый / межледниковый горизонт Западной Сибири
Голоценовая почва		0	8.6 - 0	МИС 1	
Баганский лёсс (МИС 2)	Сарганский	1	±55.1	МИС 4	Ермаковский
		2	109.9 - 84.0	МИС 5a-c	
Ельцовский лёсс (МИС 2)		3			
Искитимский педокомплекс (МИС 3)	Каргинский	4	113.1 - 109.9	МИС 5c	
Тулинский лёсс (МИС 4)	Ермаковский	5			Казанцевский
		6	121.6 - 113.2	МИС 5d	
Бердский педокомплекс (МИС 5d-c)	Казанцевский	7	±126.6	МИС 5e	
Сузунский лёсс (МИС 6)	Тазовский	8	158.2 - 126.6	МИС 6	Тазовский

Рисунок 5.3. Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности разреза Белово. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012)

В соответствии с ранее принятым расчленением горизонт лёсса Л1 соответствует баганскому и ельцовскому лёссам стратиграфической схемы (сарганский стадиал, МИС 2), педокомплекс ПК1 соответствует искитимскому педокомплексу, формировавшемуся в течение каргинского интерстадиала (МИС 3), а лёссовый горизонт Л2 – тулинскому лёссу (ермаковский стадиал, МИС 4). Также полученная хроностратиграфия не соответствует данным радиоуглеродного датирования из верхней палеопочвы педокомплекса ПК1. По фракции гуминовых кислот из этой палеопочвы получен возраст 23160 ± 550 кал.л.н. (СОАН-2499) (Зыкина и др., 2000). Также ранее из этих слоев было опубликовано три термолюминесцентных даты: $22,4 \pm 3,0$, $58,5 \pm 6,1$ и $91,7 \pm 11,2$ т.л.н. (Разрез..., 1978). Однако решением межведомственного совещания по разработке региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области от 22-23 ноября 2018 года было решено считать термолюминесцентные даты, полученные до 1980 года не валидными (Решения..., 2018).

Нижняя палеопочва ПК2 имеет дату $126,8 \pm 6,4$ т.л.н., что соответствует подстадии МИС 5е. Полученное время формирования соответствует ранне установленному стратиграфическому положению палеопочвы (Zykina et al., 2022; Зыкина и др., 2000; Зыкина, Зыкин, 2012), т.е. данная палеопочва является нижней бердской.

В основании разреза и лёсса получено две даты $152,2 \pm 10,3$ и $158,2 \pm 9,9$ т.л.н. Полученные даты соответствуют стадии МИС 6 и позволяют назвать этот горизонт сузунским лёссом.

5.1.4 Разрез Красногорское

Из отложений слоя Л2 получена дата $25,4 \pm 1,6$ тыс. лет, что соответствует МИС 2. Единственная дата из двух лёссовых горизонтов не позволяет в полной мере

судить о времени и длительности формирования этого лёссового горизонта. Однако, как и в случае с результатами датирования разреза Ложок, оба мощных слоя лёссовых отложений формировались в течение сартанского интерстадиала и представляют собой единый баганско-ельцовский лёсс.

Две других даты получены из лёссового прослоя, перемежающего две палеопочвы верхнего педокомплекса ПК1 и образуют диапазон $39.7 \pm 2.7 - 46.6 \pm 4.7$ тыс. лет. Возраст данного горизонта лёсса хорошо согласуется со временем осадконакопления в стадию МИС 3 и подтверждает формирование двух палеопочв в течение каргинского интерстадиала, что соответствует стратиграфическому расчленению лёссово-почвенной последовательности юго-востока Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012).

Дата из лёссового горизонта Л2 имеет возраст 48.4 ± 3.3 тыс. лет. Из полученного возраста следует время формирования лёсса соответствующее началу МИС 3, что не соответствует тулинскому лёсса, как считалось ранее (Зыкина и др., 2019).

Из верхней и нижней части горизонта лёсса Л3, являющегося материнской породой для нижней почвы педокомплекса ПК2 получено две даты $127,5 \pm 7,2$ и $149,4 \pm 9,0$ т.л.н. В соответствии с полученными датами данный лёсс сформировался в течение МИС 6 и является сузунским лёссом. Также обе даты (верхняя с учётом доверительного интервала) подтверждают ранее установленный возраст вышележающей палеопочвы, сформировавшейся по современным представлениям в казанцевское межледниковье, т.е. стадии МИС 5-е (Зыкина и др., 2019).

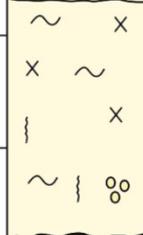
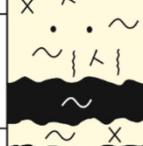
Стратиграфическое расчленение по Зыкина и др., 2019		Строение разреза Красногорское	Стратиграфическое расчленение по результатам люминесцентного датирования		
Слой лессово-почвенной формации	Ледниковый / межледниковый горизонт Западной Сибири		Время формирования, т.л.н.	Слой лессово-почвенной формации	Ледниковый / межледниковый горизонт Западной Сибири
Голоценовая почва				Голоценовая почва	
Баганский лёсс (МИС 2)	Сарганский	1 	±25.4	Баганско- ельцовский лёсс (МИС 2)	Сарганский
Ельцовский лёсс (МИС 2)		2 			
Искитимский педокомплекс (МИС 3)		3 			
Искитимский педокомплекс (МИС 3)	Каргинский	4 	± 39.7 - 46.6	Искитимский педокомплекс (МИС 3)	Каргинский
Тулинский лёсс (МИС 4)		5 			
Тулинский лёсс (МИС 4)	Ермаковский	6 	±48.4	(МИС 3)	Ермаковский / Каргинский
Бердский педокомплекс (МИС 5)		7 			
Бердский педокомплекс (МИС 5)	Казанцевский	8 		Нижняя бердская палеопочва (МИС 5e)	Казанцевский
Сузунский лёсс (МИС 5e)		9 			
Сузунский лёсс (МИС 5e)	Тазовский	10 	127.5 - 149.4	Сузунский лёсс (МИС 5e)	Тазовский

Рисунок 5.4. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Красногорское. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лессово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012)

Отсутствие данных датирования не позволяют определить возраст верхней палеопочвы педокомплекса ПК2. В соответствии с (Зыкина и др., 2021, 2019) эта палеопочва является верхней бердской палеопочвой, коррелируемой с подстадией МИС 5с, т.е. началом ермаковского стадиала. С другой стороны, некоторая

схожесть строения разреза Красногорское со строением разреза Солоновка позволяет заключить, что данная палеопочва могла сформироваться в начале МИС 3, т.е. это нижняя искитимская палеопочва. Данный вопрос требует большего количества данных датирования, но в любом случае уже имеющиеся датировки могут свидетельствовать о наличии перерыва в осадконакоплении либо между кровлей верхней палеопочвы педокомплекса ПК2 и подошвой вышележащего слоя, либо между двумя палеопочвами. Таким образом в разрезе в любом случае отсутствуют отложения соответствующие МИС 4 – второй половины ермаковского стадиала.

5.1.5 Разрез Ключи

Согласно данным датирования лёссонакопление в разрезе началось $45,6 \pm 3,7$ т.л.н., что соответствует первой половине МИС 3 (каргинский интерстадиал). Судя по преобладанию песчаной фракции в датируемом слое 5 первоначально большее значение имел локальный перенос осадка. Начиная со слоя 4, возраст которого по данным датирования находится в диапазоне $30,9 \pm 3,5$ – $25,6 \pm 1,4$ т.л.н. отложения содержат минимальное количество песка, что позволяет сказать, что фаза активного лёссонакопления в разрезе началась в конце стадии МИС 3, начале МИС 2.

Формирование слоя 2 по данным люминесцентного датирования происходило в период $21,5 \pm 1,1$ – $20,7 \pm 1,6$ т.л.н., что соответствует первой половине стадии МИС 2, сартанскому стадиалу, и соответствует ельцовскому лёссу. В слое 2 находятся три горизонта педоседиментов. В дополнение к люминесцентным датировкам было получено три радиоуглеродных даты из этих педоседиментов: 30378 ± 1214 кал.л.н. (СОАН-9790), 23896 ± 1269 кал.л.н. (СОАН-9799) и 27144 ± 658 кал.л.н. (СОАН-9798) (Volvakh et al., 2022). Полученные радиоуглеродные датировки не вполне соответствуют люминесцентным, но по всей видимости данные педоседименты были переотложены и переработаны солифлюкционными процессами, что привело к их

омоложению. Вероятно, педоседименты представляют собой остатки почв иски- тимского педокомплекса, сформированных в течение каргинского интерстадиала (МИС 3).

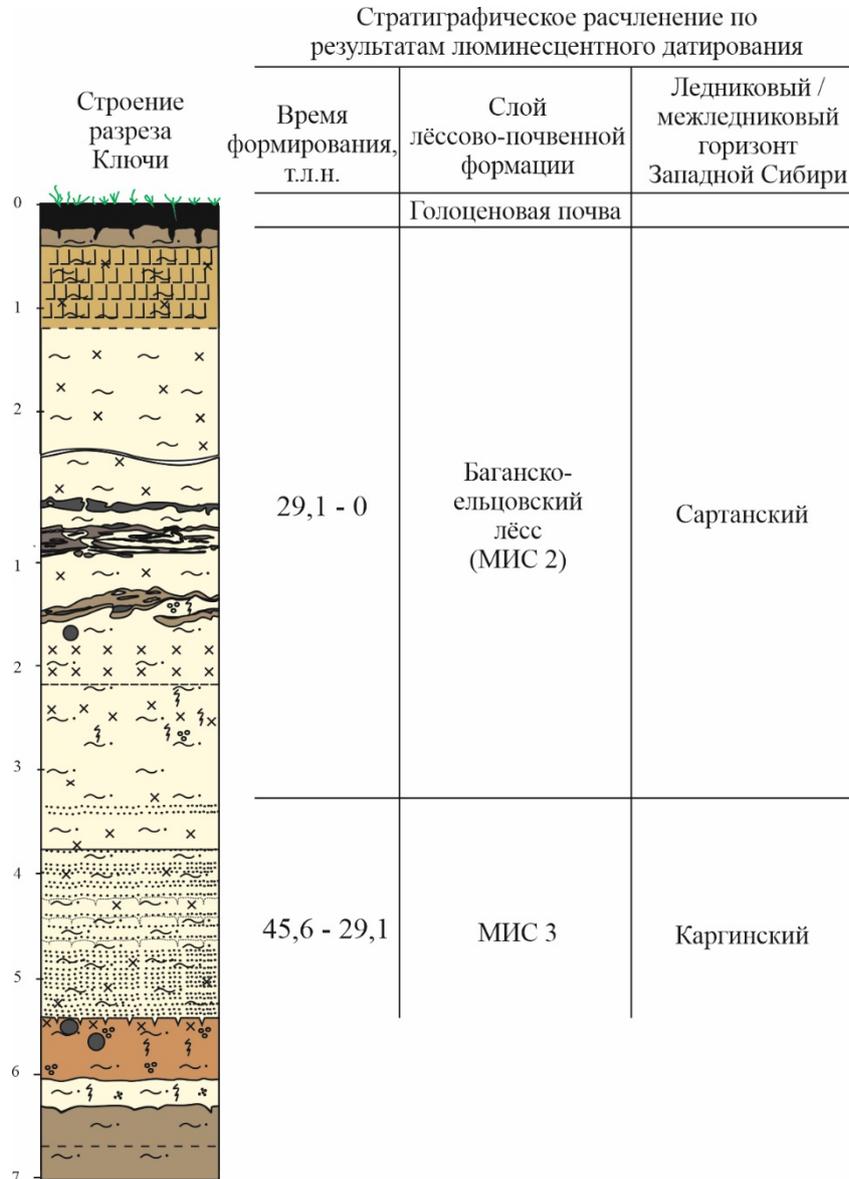


Рисунок 5.5. Стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности разреза Ключи. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012)

Так как верхняя часть основной расчистки была явно удалена при проведении строительства дороги, в стороне от нее было зачищено обнажение нетронутой верхней части увала. Из основания этого обнажения, из слоя литологически соответствующего слою 1, была получена единственная дата $15,2 \pm 1,0$ т.л.н.,

соответствует окончанию стадии МИС 2. Недостаток данных датирования не позволяет в полной мере судить о продолжительности лёссонакопления, но можно предположить два варианта развития лёссового покрова. Первый заключается в постепенном накоплении лёсса вплоть до начала развития современного почвенного покрова. Второй вариант основан на результатах датирования разреза Ложок, где лёссонакопление закончилось около $16,2 \pm 1,0$ т.л.н., т.е. некоторая часть отложений либо удалена эрозионными процессами, либо лёссонакопление в этот период закончилось. Данный вывод позволяет предположить сходную ситуацию в разрезе Ключи.

5.2 Этапы развития лёссово-почвенной последовательности по результатам люминесцентного датирования

Представленные в работе результаты люминесцентного датирования пяти разрезов, демонстрируют трудности в определении времени формирования стратиграфических единиц лёссово-почвенных последовательностей в отсутствие результатов датирования. Несмотря на сложность датирования лёссов радиоуглеродным методом из-за отсутствия материала для датирования, даже датирование палеопочв представляет определенные проблемы. Как показано в этой работе почти все имеющиеся радиоуглеродные датировки, выполненные по гумусовому материалу верхних погребенных почв, не совпадают с полученными люминесцентными датами. Причиной этому может служить то, что все эти радиоуглеродные датировки были выполнены традиционным сцинтилляционным методом, особенностью которого является высокая вероятность омоложения палеопочвенных образцов древнее предела радиоуглеродного датирования. Это связано с риском заражения образца современным углеродом, когда даже привнесение одного процента приводит к возрастанию активности ^{14}C в десятки раз (Панычев, 1979). Наиболее вероятной

причиной заражения этих образцов является доступность палеопочв для корней современных растений.

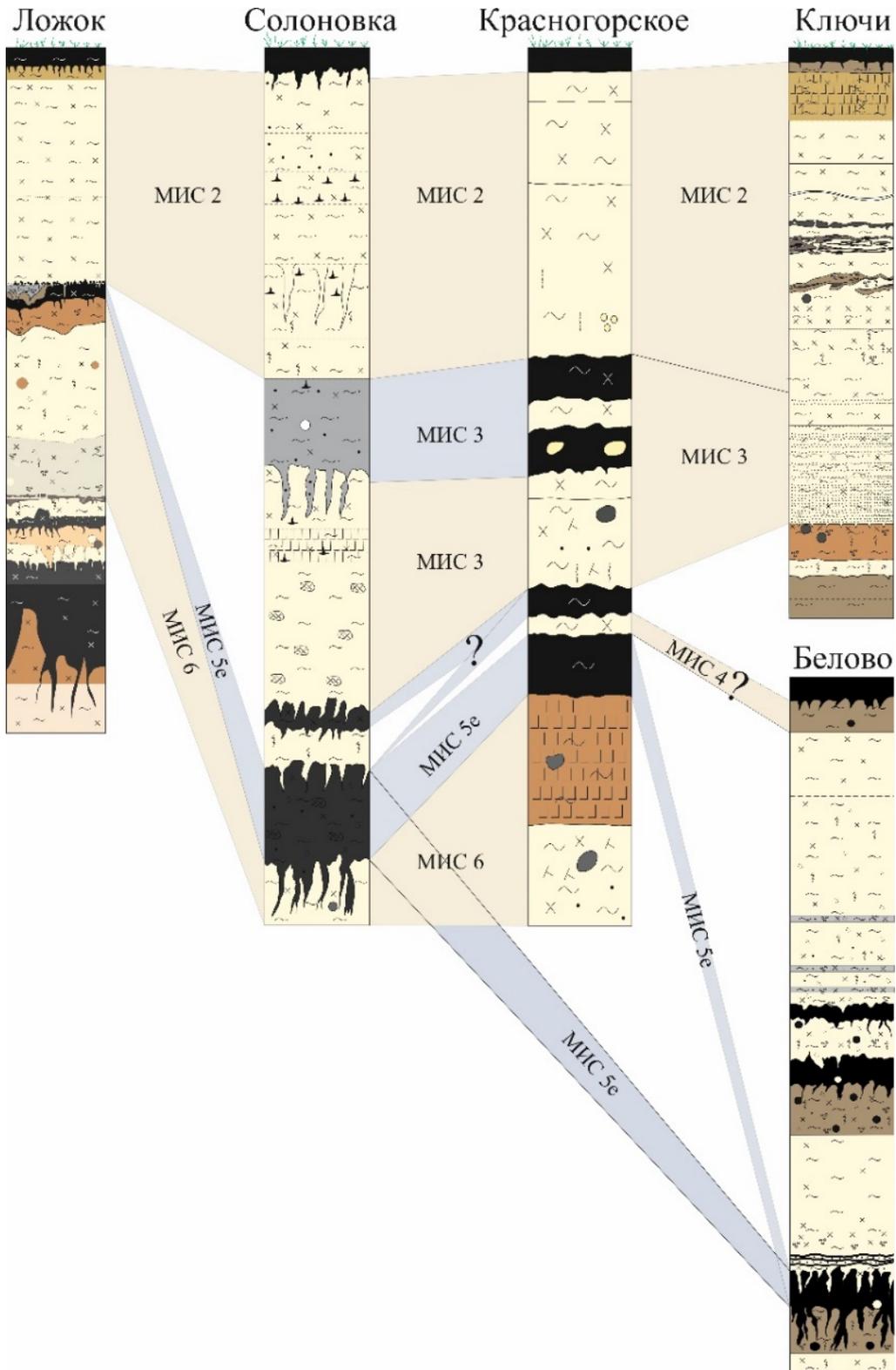


Рисунок 5.6. Корреляция исследованных разрезов на основе данных датирования

Несмотря на получение большого количества люминесцентных датировок из нескольких разрезов ни один продатированный лёссово-почвенный профиль в итоге не дает всей последовательности развития лёссово-почвенной формации региона. Однако имея геохронологические данные можно коррелировать основные стратиграфические единицы (рис. 5.6). Составной профиль, показанный на рис. 5.7. является результатом объединения наиболее представительных из изученных разрезов. Сравнивая полученную итоговую лёссово-почвенную последовательность с данными изотопных кривых ледяных и подводных кернов, можно разработать более надежную событийную стратиграфию.

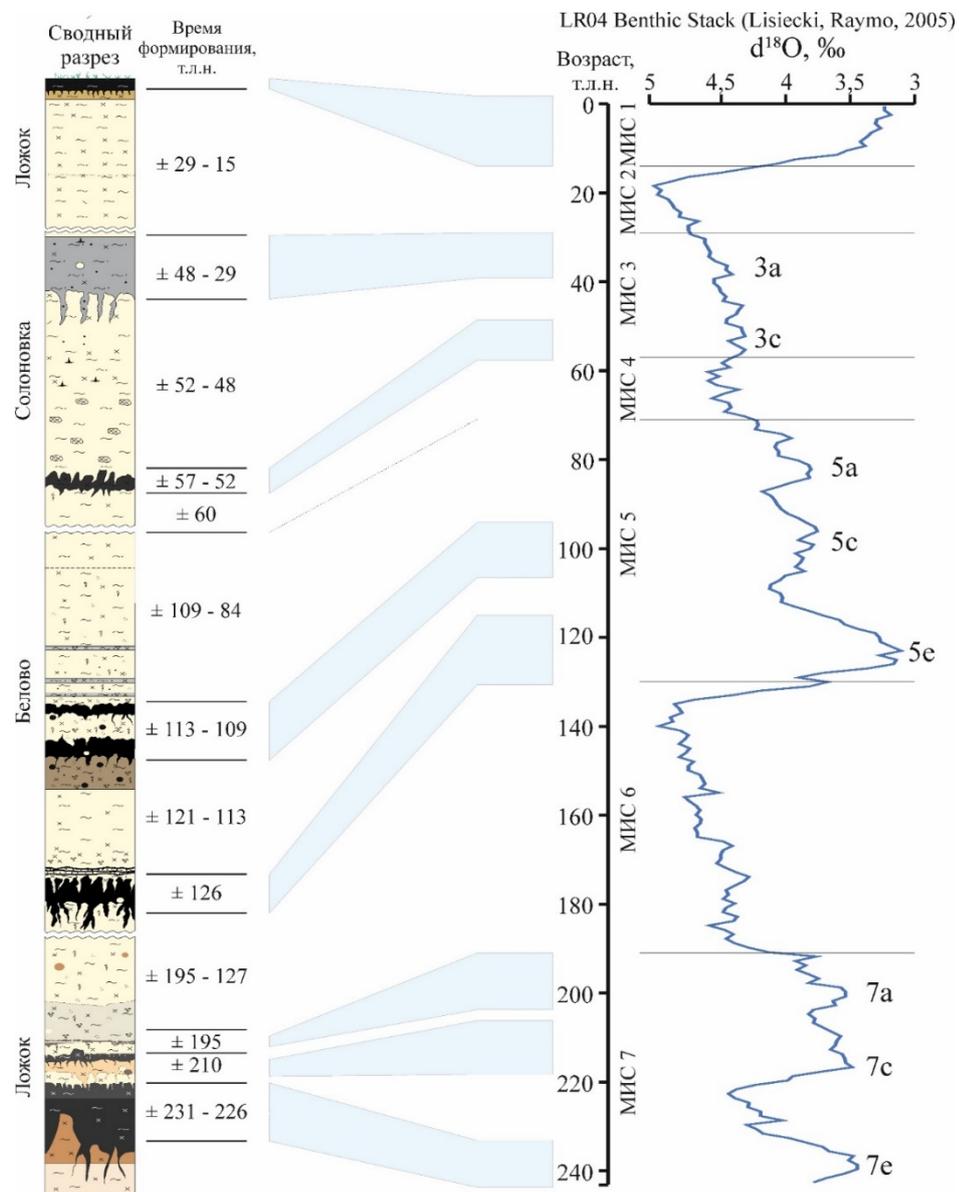


Рисунок 5.7. Корреляция составного профиля лёссово-почвенной последовательности с морскими изотопными стадиями

5.2.1 МИС 7 (243-191 т.л.н.)

Отложения, коррелируемые с МИС 7, были обнаружены и продатированы только в разрезе Ложок. Данные отложения представляют собой две палеопочвы и гумусированный прослой, которые перемежают небольшие лёссовые прослои. Принимая это во внимание этот интервал времени можно разделить на пять фаз осадконакопления. Ранняя фаза соответствует педологическому преобразованию ранее накопленных лёссовых отложений (чулымский лёсс) стадии МИС 8. С имеющимся количеством дат довольно проблематично установить длительность педогенетических процессов, но сопоставляя с морской изотопной шкалой (Lisiecki, Raymo, 2005) данный интервал соответствует подстадии 7e, т.е. временному интервалу 243-225 т.л.н. Если сопоставить палеопочву с подстадией 7e байкальской шкалы (Prokopenko et al., 2001) – ближайшем к территории исследования аналогом морской шкалы, то период формирования составит 230-220 т.л.н.

Лёсс перекрывающий нижнюю палеопочву формировался в холодный интервал МИС 7d, в интервале 220(225)-210 т.л.н. Верхняя палеопочва таким образом соответствует теплой подстадии МИС 7c. В таком случае ее формирование происходило 210-200 т.л.н. Лёссовый прослой перекрывающий верхнюю палеопочву был сформирован в подстадию МИС 7b 200-191 т.л.н. Время образования гумусового прослоя по данным датирования происходило около 190 т.л.н., что позволяет соотносить ее с подстадией МИС 7a. Однако длительность подстадии 7a составляет около 10 тысяч лет, что в нормальных условиях позволило бы сформировать палеопочву аналогичную нижележащей. В данном случае вероятно влияние локальных условий, когда длительность теплого интервала не соответствует длительности подстадии, а похолодание началось раньше.

5.2.2 МИС 6 (191-130 т.л.н.)

Наиболее полно отложения стадии МИС 6 представлены в разрезе Ложок. В соответствии с данными датирования отложения формировались в период 198 ± 11 - 154 ± 7 т.л.н. В разрезе Белово даты, полученные из верхней части сузунского лёсса, имеют возраст 158 ± 10 и 152 ± 10 т.л.н. Полученные даты позволяют заключить, что в разрезе Ложок и Белово отложения стадии МИС 6 прекратили формировать на ~ 15 -20 тысяч лет раньше, чем закончилась стадия МИС 6. Однако данные расчеты не принимают во внимание объем лёссовых отложений, преобразованных в ходе формирования нижней палеопочвы бердского педокомплекса. В разрезе Красногорское из сузунского лёсса, наиболее близкая к кровле дата имеет возраст 127 ± 7 т.л.н. Эта дата позволяет предположить, что формирование лёссовых отложений юго-востока Западной Сибири в течение стадии МИС 6 происходило вплоть до ее завершения.

5.2.3 МИС 5 (130-71 т.л.н.)

Отложения стадии МИС 5 представлены в большинстве исследуемых разрезов. В разрезе Солоновка из единственной палеопочвы соответствующей подстадии МИС 5е получена дата 112 ± 12 т.л.н. В разрезе Красногорское аналогичная палеопочва ограничена снизу датой 127 ± 7 т.л.н. В разрезе Ложок палеопочва имеет возраст 133 ± 14 т.л.н. В разрезе Белово соответствующая почва имеет дату 126 ± 6 т.л.н. Полученные данные позволяют утверждать, что формирование палеопочв подстадии МИС 5е и соответственно казанцевское потепление в исследуемом регионе началось в соответствии с глобальными трендами около 130 т.л.н.

Помимо вышеупомянутой палеопочвы в разрезе Белово представлено два лёссовых горизонта и один педокомплекс, состоящий из двух палеопочв, которые формировались в течение МИС 5. Строение разреза и результаты датирования позволяют выделить минимум 4 фазы осадконакопления. В течение первой фазы была сформирована нижняя бердская палеопочва. Данная фаза соответствует казанцевскому межледниковью и подстадии МИС 5e. Результаты датирования не позволяют выделить время формирования палеопочвы, поэтому опираясь на корреляцию с изотопными шкалами можно предположить, что палеопочва сформировалась в интервале 130-115 т.л.н. Гумусированные прослои, расположенные над нижней бердской палеопочвой, имеют возраст около 121 ± 7 т.л.н. В расчистке в 500 м от изученной, эти прослои имеют аналог в виде полноценной палеопочвы (Зыкина, Зыкин, 2012). В совокупности обе палеопочвы формируют бердский педокомплекс, ближайший датированный аналог которого это каменоложский педокомплекс в разрезе Куртак, Средней Сибири (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003). В соответствии с результатами люминесцентного датирования две палеопочвы каменоложского педокомплекса ограничены снизу и сверху датами 126 ± 29 и 118 ± 13 т.л.н (Frechen et al., 2005). Такое сравнение подтверждает синхронность событий почвообразования и лёссонакопления обоих разрезов в течение стадии МИС 5e.

Второй фазой является формирование лёссового горизонта, перекрывающего нижний педокомплекс. Лёссовый горизонт имеет время формирования 121 ± 7 - 113 ± 6 т.л.н. Полученный интервал в целом совпадает с изотопной подстадией 5d.

Третья фаза характеризуется формированием педокомплекса в средней части разреза. Возраст педокомплекса по данным датирования оценивается как 113 ± 6 - 105 ± 6 т.л.н. Полученный интервал совпадает с подстадией МИС 5c. По всей видимости этот педокомплекс может быть аналогом нижней почвы сухоложского педокомплекса разреза Куртак, время формирования которого ограничено в интервале 101 ± 20 - 63 ± 6 т.л.н (Frechen et al., 2005; Zander et al., 2003).

Во время четвертой фазы был сформирован лёссовый горизонт верхней части разреза. Время формирования горизонта 110 ± 12 - 84 ± 5 т.л.н. совпадает с

окончанием МИС 5с – первой половиной МИС 5а. Как видно в течение этого интервала сформировался мощный лёссовый горизонт, однако на кривой содержания пыли гренландского керна NGRIP (Ruth et al., 2003), отражающей запыленность атмосферы северного полушария, в период МИС 5с-а значительная эмиссия пыли произошла только под самый конец интервала, начиная с ~79 т.л.н. По всей видимости основным источником пыли для формирования исследованной части разреза Белово являлся локальный перенос, что в целом подтверждается результатами гранулометрического анализа (Zykina et al., 2022). Вероятно, местные условия лёссонакопления являются уникальными для разреза Белово, так как в других исследованных разрезах отсутствует большая часть вышеупомянутых горизонтов. Однако такое положение делает этот разрез особенно важным для исследования изменений климата в течение стадии МИС 5 юго-востока Западной Сибири.

5.2.4 МИС 4 (71-57 т.л.н.)

Отложения стадии МИС 4 по данным датирования крайне слабо представлены в исследованных разрезах. В разрезе Солоновка отложения соответствующего возраста представлены прослоем мощностью около 0,5 м с двумя датировками $61 \pm 1,5$ и $57 \pm 1,6$ т.л.н. В разрезе Красногорское ситуация либо аналогична разрезу Солоновка, либо отложения этого времени не представлены совсем. В разрезе Белово только около 0,6 м отложений в верхней части разреза, которые имеют дату $55,1 \pm 3,8$ т.л.н., можно сопоставить с МИС 4. В разрезе Ложок все отложения периода МИС 5d-3 были удалены эрозионными процессами. Подобное положение позволяет предположить крайне низкую интенсивность процессов лёссонакопления.

5.2.5 МИС 3 (57-29 т.л.н.)

Отложения стадии МИС 3 довольно хорошо представлены в исследуемых отложениях. Отложения этого этапа осадконакопления довольно сильно отличаются в исследованных разрезах, что, по-видимому, показывает сильную зависимость от локальных условий. По составленному сводному разрезу можно выделить три фазы осадконакопления.

Первая фаза представляет собой формирование палеопочвы на лёссовых отложениях стадии МИС 4. В разрезе Солоновка данная почва сформировалась между $57 \pm 2,0$ т.л.н. и $52 \pm 2,0$ т.л.н. В разрезе Красногорское, учитывая схожесть строения с разрезом Солоновка, можно предположить, что аналогичная палеопочва формировалась в примерно тот же интервал времени. В разрезе Ключи активное лёссонакопление началось с $45,6 \pm 3,7$ т.л.н. Лёссы разреза формировались на палеопочве, возраст которой неизвестен, однако можно предположить аналогичную с вышеприведенными ситуацию. Полученный возраст палеопочвы в разрезе Солоновка позволяет сопоставить время ее формирования с подстадией МИС 3с.

Второй фазой является накопления лёссового горизонта. В разрезе Солоновка этот лёсс накапливался в период 44 ± 5 - 39 ± 2 т.л.н. В разрезе Красногорское можно условно ограничить время накопления интервалом 48 ± 3 - $>46 \pm 5$ т.л.н., так как непосредственно из этого горизонта имеется только одна дата. В разрезе Ключи в интервале $45,6 \pm 3,7$ – $29,1 \pm 2,4$ т.л.н. сформировался горизонт опесчаненного лёсса, представляющий всю стадию МИС 3 в этом разрезе. Однако выше залегают педоседименты, который предположительно сформировались также в течение МИС 3. В целом данную фазу осадконакопления можно сопоставить с подстадией МИС 3б. Также вероятно именно в это время началось очень активное лёссонакопление в исследуемом регионе, а соответствующие отложения покрывают значительную площадь и большинство современных форм рельефа.

Третья фаза представляет собой преобладание педогенетических процессов. В разрезе Солоновка эта фаза представлена слабо развитой, но довольно мощной палеопочвой с временем формирования 42 ± 5 - 32 ± 7 т.л.н. В разрезе Красногорское этап представлен двумя палеопочвами с датами 46 ± 5 т.л.н. и 39 ± 3 т.л.н., полученными из лёссового прослоя между ними. В разрезе Ключи имеются только ранее упомянутые педоседименты, которые имеют следы переотложения и предположительно омоложенные радиоуглеродные даты 27144 ± 658 кал.л.н., 23896 ± 1269 кал.л.н. и 30378 ± 1214 кал.л.н. Эту фазу осадконакопления можно сопоставить с подстадией МИС 3а.

5.2.6 МИС 2 (29-14 т.л.н.)

Отложения этого этапа осадконакопления присутствуют в большинстве исследуемых разрезов и имеют относительно большую мощность. Довольно трудно дифференцировать данный этап на фазы, но в целом можно выделить некоторую закономерность лёссонакопления в разрезах, позволяющую разделять ельцовский и баганский лёсс. Граница между ельцовским и баганским лёссом в основном выделяется по резкому изменению плотности осадка. По результатам датирования в разрезе Ложок граница располагается около даты $22,9 \pm 3,0$ т.л.н., в разрезе Солоновка около даты $28,8 \pm 6,8$ т.л.н., в разрезе Красногорское около даты $25,0 \pm 1,0$ т.л.н. Эти даты показывают, что изменение плотности осадка происходят примерно после начала последнего ледникового максимума. В этот период по данным исследования ледяных кернов Гренландии атмосфера Северной Евразии имела максимальную запыленность за последний ледниковый-межледниковый цикл (Gkinis et al., 2014; Ruth et al., 2003; Simonsen et al., 2019), что вероятно показывает глобальное увеличение эмиссии пыли в атмосферу, а скорость лёссонакопления значительно повысилась. Влияние процессов лёсификации на осажденную пыль в итоге

значительно изменились, что привело к изменению плотностных характеристик осадка. По имеющимся датам проблематично предположить истинную длительность лёссонакопления, т.к. в разрезе Ложок дата ближайшая к поверхности имеет возраст $17,2 \pm 1,2$ т.л.н., а разрезе Солоновка $19,9 \pm 0,5$ т.л.н. Вероятно, что верхняя часть отложений была удалена эрозионными процессами.

По результатам датирования разрезов Ложок, Солоновка, Белово, Красногорское и Ключи была составлена сводная стратиграфическая колонка, описывающая этапы формирования лёссово-почвенных отложений юго-востока Западной Сибири. Полученная лёссово-почвенная стратиграфия охватывает интервал времени соответствующий МИС 7-1. Лёссовые отложения региона широко распространены и формировались в различных геоморфологических условиях. Различия в строении разрезов показывают прямую зависимость от геоморфологической позиции, и, вероятно, от доступности источника материала для формирования отложений. Время формирования отдельных стратиграфических единиц и их количество может различаться, однако полученных данных достаточно, чтобы наметить общий для района исследования порядок климатических изменений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты люминесцентного датирования пяти лёссовых разрезов юго-востока Западной Сибири, на основе которых были сделаны следующие выводы:

1. Результаты датирования показывают, что в разрезах лёссово-почвенных отложений, помимо явных перерывов в осадконакоплении, присутствуют и скрытые, ранее необнаруженные. В разрезе Ложок перерыв, выраженный эрозионной границей между палеопочвой ПП1 и выше залегающим лёссом Л2, имеет длительность ~80 тысяч лет. Помимо этого перерыва в разрезе Ложок можно предположить наличие перерывов у основания слоя Л2 длительностью ~ 8 тысяч лет, и в верхней части слоя Л3 длительностью ~20 тысяч лет. В разрезе Солоновка полученные даты позволили установить, что в разрезе отсутствуют отложения подстадий МИС 5d-a и второй половины МИС 2. В разрезе Красногорское можно предполагать наличие перерыва, который расположен либо на верхней границе верхней палеопочвы нижнего педокомплекса, который показывает отсутствие отложений стадии МИС 4, либо на нижней, что говорит об отсутствии отложений стадии МИС 5c-a и МИС 4;

2. Результаты датирования показывают несоответствие с ранее принятым стратиграфическим расчленением лёссово-почвенных последовательностей некоторых исследованных разрезов. Так, в разрезе Ложок нижняя часть отложений ранее считавшаяся позднеплейстоценовой сформировалась в среднем и позднем плейстоцене. В разрезе Солоновка верхняя палеопочва нижнего педокомплекса, ранее считавшаяся соответствующей подстадии МИС 5-с, сформировалась в течение первой половины стадии МИС 3. Отложения разреза Белово, ранее соотнесенные с поздним плейстоценом, формировались только в течение стадий МИС 5 и 4;

3. По результатам люминесцентного датирования было установлено время формирования основных стратиграфических единиц лёссово-почвенной

последовательности второй половины среднего неоплейстоцена и позднего неоплейстоцена. Выделенные по люминесцентной хронологии этапы формирования лёссово-почвенных единиц хорошо соотносятся с глобальными записями климата морских изотопных стадий и могут быть скоррелированы с другими лёссово-почвенными последовательностями мира. В соответствии с полученными результатами в период 260 ± 20 - 198 ± 11 т.л.н., который соответствует стадии МИС 7, в разрезе Ложок сформировались две палеопочвы и гумусированная прослойка, разделенные лёссовыми отложениями. Время формирования каждой из стратиграфических единиц соответствует теплой либо холодной подстадии МИС 7а-е соответственно. В период 190 ± 12 - 154 ± 7 т.л.н. (МИС 6) по данным датирования разреза Ложок сформирован лёссовый горизонт. В разрезе Красногорское к окончанию формирования этого горизонта наиболее близко стоит дата 127 ± 7 т.л.н. По данным датирования разреза Белово в период 126 ± 6 - 84 ± 5 т.л.н. (МИС 5) были сформированы два педокомплекса и два лёссовых горизонта. Отложения нижнего педокомплекса, коррелируемого с казанцевским межледниковьем (МИС 5е) представлены также в разрезах Солоновка, Красногорское и Ложок. Нижний лёссовый горизонт разреза Белово формировался в МИС 5d, педокомплекс из средней части разреза в начале МИС 5с, а верхний лёссовый в период окончания МИС 5с – МИС 5а. Отложения стадии МИС 4 очень слабо представлены в изученных разрезах, а их мощность довольно мала, что говорит о крайне слабом лёссонакоплении в этот период. Отложения стадии МИС 3, по результатам датирования разреза Солоновка, формировались в период 61 ± 1 - 29 ± 3 т.л.н. Во время подстадии МИС 3с в разрезе Солоновка происходило формирование палеопочвы. В разрезах Солоновка, Красногорское и Ключи были продатированы лёссовые отложения соответствующие подстадии МИС 3б. Отложения соответствующие МИС 3а по-разному представлены в исследованных разрезах. В разрезе Солоновка это мощная, но слабо развитая палеопочва. В разрезе Красногорское – педокомплекс состоящий из двух палеопочв. В разрезе Ключи представлены только три уровня переотложенных педоседиментов внутри

лѣсса стадии МИС 2. В течение стадии МИС 2 был сформирован мощный лѣссовый покров, который присутствует во всех исследованных разрезах кроме Белово.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Adamiec G., Aitken M.J. Dose-rate conversion factors: update // *Anc. TL.* – 1998. – V. 16. – P. 37–50.

Aitken M.J. Thermoluminescence dating. – Academic Press Inc., London, 1985. – 359 pp.

Aitken M.J. An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence. – Oxford University Press, Oxford, 1998. – 267 pp.

Aitken M.J., Tite M.S., Reid J. Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics // *Nature.* – 1964. – V. 202. – P. 1032–1033. <https://doi.org/10.1038/2021032b0>

Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grønvold K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., Rasmussen S.O., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggard-Andersen M.L., Steffensen J.P., Stocker T., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svensson A., Takata M., Tison J.L., Thorsteinsson T., Watanabe O., Wilhelms F., White J.W.C. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature* – 2004. – V. 431. – P. 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>

Antoine P., Rousseau D.-D., Moine O., Kunesch S., Hatté C., Lang A., Tissoux H., Zöller L. Rapid, cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany // *Quat. Sci. Rev.* – 2009. – V. 28. – P. 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>

Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatté C., Fontugne M. High-resolution record of the last Interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess–

palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany // *Quat. Int.* – 2001. – V. 76–77. – P. 211–229. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00104-X](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00104-X)

Auclair M., Lamothe M., Huot S. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR // *Radiat. Meas.* – 2003. – V. 37. – P. 487–492. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00018-0](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00018-0)

Bábek O., Chlachula J., Grygar T.M. Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement, depletion: Examples from the Czech Republic, southern Siberia // *Quat. Sci. Rev.* – 2011. – V. 30. – P. 967–979. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.009>

Baddock M.C., Gill T.E., Bullard J.E., Acosta M.D., Rivera N.I., Geomorphology of the Chihuahuan Desert based on potential dust emissions // *J. Maps.* – 2011. – V. 7. – P. 249–259. <https://doi.org/10.4113/jom.2011.1178>

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate, the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1994. – V. 126. – P. 91–108. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90244-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90244-5)

Bortolot V. A new modular high capacity OSL reader system // *Radiat. Meas.* – 2000. – V. 32. – P. 751–757. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00038-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00038-X)

Bøtter-Jensen L. Development of optically stimulated luminescence techniques using natural minerals, ceramics, their application to retrospective dosimetry, in: *Riso-R-1211 (EN)*, 2000. – P. 74–85.

Bøtter-Jensen L., McKeever S.W., Wintle A.G., *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry: An Introduction.* - Elsevier, Amsterdam, 2003. – 198 pp.

Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S., Thomsen K.J., Thiel C., Sohbati R., A robust feldspar luminescence dating method for Middle, Late Pleistocene sediments // *Boreas.* – 2012. – V. 41. – P. 435–451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>

Buylaert J.P., Murray A.S., Thomsen K.J., Jain M., Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar // *Radiat. Meas.* – 2009. – V. 44. – P. 560–565. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.02.007>

Buylaert J.P., Murray A.S., Vandenberghe D., Vriend M., De Corte F., Van den haute P. Optical dating of Chinese loess using sand-sized quartz: Establishing a time frame for Late Pleistocene climate changes in the western part of the Chinese Loess Plateau // *Quat. Geochronol.* – 2008. – V. 3. – P. 99–113. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.05.003>

Chen J., Yang T., Qiang M., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., Xu M., Shi P. Interpretation of sedimentary subpopulations extracted from grain size distributions in loess deposits at the Sea of Azov, Russia // *Aeolian Res.* – 2020. – V. 45. – P. 100597. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100597>

Chlachula J., The Siberian loess record, its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia // *Quat. Sci. Rev.* – 2003. – V. 22. – P. 1879–1906. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00182-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00182-3)

Chlachula J., Kemp R.A., Jessen C.A., Palmer A.P., Toms P.S. Landscape development in response to climatic change during Oxygen Isotope Stage 5 in the southern Siberian loess region // *Boreas.* – 2008. – V. 33. – P. 164–180. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2004.tb01138.x>

Chlachula J., Little E. A high-resolution Late Quaternary climatostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia // *Quat. Int.* – 2011. – V. 240. – P. 139–149. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.045>

Daniels F., Boyd C.A., Saunders D.F. Thermoluminescence as a research tool // *Science.* – 1953. – V. 117. – P. 343–349. <https://doi.org/10.1126/science.117.3040.343>

Duller G.A.T. Luminescence dating, 2015. – 200 pp.

Duller G.A.T. Luminescence dating using single aliquots: Methods, applications // *Radiat. Meas.* – 1995. – V. 24. – P. 217–226. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(95\)00150-D](https://doi.org/10.1016/1350-4487(95)00150-D)

Duller G.A.T. Equivalent dose determination using single aliquots // *Int. J. Radiat. Appl. Instrumentation. Part D. Nucl. Tracks Radiat. Meas.* – 1991. – V. 18. – P. 371–378. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(91\)90002-Y](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90002-Y)

Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave N., Hodell D., Pitrowski A. Stable oxygen isotope record, Mg/Ca ratios at the Mid-Pleistocene Climate Transition, ODP Site // PANGAEA. – 2012. – P. 181–1123.

Fitzsimmons K.E., Nowatzki M., Dave A.K., Harder H. Intersections between wind regimes, topography, sediment supply: Perspectives from aeolian landforms in Central Asia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2020. – V. 540. – P. 109531. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109531>

Fleming S.J. Study of thermoluminescence of crystalline extracts from pottery // *Archaeometry.* – 1966. – V. 9. – P. 170–173. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1966.tb00916.x>

Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2005. – V. 228. – P. 228–244. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.004>

Fuchs M., Owen L.A. Luminescence dating of glacial, associated sediments: review, recommendations, future directions // *Boreas* – 2008. – V. 37. – P. 636–659. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00052.x>

Gkinis V., Simonsen S.B., Buchardt S.L., White J.W.C., Vinther B.M. Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years – Glaciological, paleoclimatic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2014. – 405. – P. 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.022>

Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H. Optical dating studies of quartz, feldspar sediment extracts // *Quat. Sci. Rev.* – 1988. – V. 7. – P. 373–380.

Gosse J.C., Phillips F.M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory, application // *Quat. Sci. Rev.* – 2001. – V. 20. – P. 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)

Grogler N., Houtermans F.G., Stauffer H. About the dating of ceramics, bricks using thermoluminescence // *Helv. Phys. Acta.* – 1960. – V. 33. – P. 595–596.

Guérin G., Mercier N., Nathan R., Adamiec G., Lefrais Y. On the use of the infinite matrix assumption, associated concepts: A critical review // *Radiat. Meas.* – 2012. – V. 47. – P. 778–785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>

Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M., Jäger K.-D. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000 // *Quat. Sci. Rev.* – 2007. – V. 26. – P. 1301–1312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>

Hodell D.A., Channell J.E.T., Curtis J.H., Romero O.E., Röhl U. Onset of “Hudson Strait” Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (~640 ka) // *Paleoceanography.* – 2008. – V. 23. – P. PA4218. <https://doi.org/10.1029/2008PA001591>

Huntley D.J., Baril M.R. Yet another note on laboratory lighting // *Anc. TL* – 2002. – V. 20. – P. 39–40.

Huntley D.J., Baril M.R. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating // *Anc. TL.* – 1997. – V. 15. – P. 11–13.

Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W. Optical dating of sediments // *Nature.* – 1985. – V. 313. – P. 105-107. <https://doi.org/10.1038/313105a0>

Huntley D.J., Lamothe M. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars, the measurement, correction for it in optical dating // *Can. J. Earth Sci.* – 2001. – V. 38. – P. 1093–1106. <https://doi.org/10.1139/cjes-38-7-1093>

Hütt G., Jaek I., Tchonka J. Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra // *Quat. Sci. Rev.* – 1998. – V. 7. - № 3-4. – P. 381-385. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90033-9)

Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W. Orbital, Millennial Antarctic

Climate Variability over the Past 800,000 Years // *Science*. – 2007. – V. 317. – P. 793–796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>

Kennedy G.C., Knopf L. Dating by thermoluminescence // *Archaeology*. – 1960. – V. 13. – P. 147–148.

Költringer C., Stevens T., Bradák B., Almqvist B., Kurbanov R., Snowball I., Yarovaya S. Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences // *Russia. Quat. Res.* – 2021. – V. 103. – P. 49–73. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.73>

Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess–paleosol sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – V. 265. – P. 498–514. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.031>

Krukover A., Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain // *CFS Cour. Forschungsinstitut Senckenb.* – 2007. – V. 259. – P. 93–98.

Lehmkuhl F., Böskén J., Hošek J., Sprafke T., Marković S.B., Obrecht I., Hambach U., Sümegi P., Thiemann A., Steffens S., Lindner H., Veres D., Zeeden C. Loess distribution, related Quaternary sediments in the Carpathian Basin // *J. Maps.* – 2018a. – V. 14. – P. 661–670. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1526720>

Lehmkuhl F., Pötter S., Pauligk A., Böskén J. Loess, other Quaternary sediments in Germany // *J. Maps.* – 2018b. – V. 14. – P. 330–340. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1473817>

Leshchinskiy S. V., Zenin V.N., Bukharova O. V. The Volchia Griva mammoth site as a key area for geoarchaeological research of human movements in the Late Paleolithic of the West Siberian Plain // *Quat. Int.* – 2021. – V. 587–588. – P. 368–383. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.036>

Li Y., Shi W., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G. Loess genesis, worldwide distribution // *Earth-Science Rev.* – 2020. – V. 201. – P. 102947. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102947>

Li Y., Song Y., Fitzsimmons K.E., Chen X., Wang Q., Sun H., Zhang Z. New evidence for the provenance, formation of loess deposits in the Ili River Basin, Arid Central

Asia // *Aeolian Res.* – 2018. – V. 35. – P. 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2018.08.002>

Liang Y., Yang T., Velichko A.A., Zeng B., Shi P., Wang L., He Y., Chen J., Chen Y. Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since Marine Isotope Stage 11 // *J. Mt. Sci.* – 2016. – V. 13. – P. 985–999. <https://doi.org/10.1007/s11629-015-3738-9>

Lindeburg K. S., Drohan P. J. Geochemical and mineralogical characteristics of loess along northern Appalachian, USA major river systems appear driven by differences in meltwater source lithology // *CATENA.* – 2019. – V. 172. – C. 461–468.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography.* – 2005. – V. 20. – P. 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

Machalett B., Oches E.A., Frechen M., Zöller L., Hambach U., Mavlyanova N.G., Marković S.B., Endlicher W. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, permanency of the Asiatic polar front // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* – 2008. – V. 9. – P. Q08Q09. <https://doi.org/10.1029/2007GC001938>

Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R. Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // *Quat. Int.* – 2021. – V. 590. – P. 164–180. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.015>

McKeever S.W., Moscovitch M., Townsend P.D. Thermoluminescence Dosimetry Materials: Properties - Uses. Nuclear Technology Publishing. – 1995. – 204 pp.

Mejdahl V. Thermoluminescence dating of partially bleached sediments // *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* – 1985. – V. 10. – P. 711–715. [https://doi.org/10.1016/0735-245X\(85\)90079-1](https://doi.org/10.1016/0735-245X(85)90079-1)

Mejdahl V. Feldspar inclusion dating of ceramics, burnt stones // *PACT J. Eur. Study Gr. Phys. Chem. Math. Tech. Appl. to Archaeol.* – 1983. – V. 9. – P. 351–364.

Muhs D.R. Loess deposits: Origins, properties / Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, 2013. – 573–584 pp. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00145-X>

Muhs D.R., Bettis A.E. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes, in: Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time. Geological Society of America. – 2003. – P. 53-74. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.53>

Muhs D.R., Cattle S.R., Crouvi O., Rousseau D.-D., Sun J., Zárata M.A. Loess Records, in: Mineral Dust. Springer Netherlands, Dordrecht – 2014. – P. 411-441. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8978-3_16

Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry // J. Radioanal. Nucl. Chem. Artic. – 1987. – V. 115. – P. 263–288. <https://doi.org/10.1007/BF02037443>

Murray A.S., Roberts R.G. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol // Radiat. Meas. – 1998. – V. 29. – P. 503–515. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(98\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(98)00044-4)

Murray A.S., Roberts R.G., Wintle A.G. Equivalent dose measurement using a single aliquot of quartz // Radiat. Meas. – 1997. – V. 27. – P. 171–184. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(96\)00130-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(96)00130-8)

Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., Buylaert J.P., Jain M. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz, feldspar luminescence signals // Radiat. Meas. – 2012. – V. 47. – P. 688–695. <https://doi.org/10.1016/j.rad-meas.2012.05.006>

Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // Radiat. Meas. – 2003. – V. 37. – P. 377–381. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00053-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00053-2)

Murray A.S., Wintle A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // Radiat. Meas. – 2000. – V. 32. – P. 57–73. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)

Nadin E., Goddard S., Benowitz J., O'Sullivan P. Blowing in the late Cenozoic wind—detrital zircon river contributions to an interior Alaska loess deposit // *Quat. Sci. Rev.* – 2022. – V. 275. – C. 107266.

Nie J., Stevens T., Rittner M., Stockli D., Garzanti E., Limonta M., Bird A.S., Vermeesch P., Saylor J., Lu H., Breecker D., Hu X., Liu S., Resentini A., Vezzoli G., Peng W., Carter A., Ji S., Pan B. Loess Plateau storage of Northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment // *Nat. Commun.* – 2015. – V. 6. – P. 8511. <https://doi.org/10.1038/ncomms9511>

Nottebaum V., Lehmkuhl F., Stauch G., Hartmann K., Wünnemann B., Schimpf S., Lu H. Regional grain size variations in aeolian sediments along the transition between Tibetan highlands, north-western Chinese deserts - the influence of geomorphological settings on aeolian transport pathways // *Earth Surf. Process. Landforms.* – 2014. – V. 39. – P. 1960–1978. <https://doi.org/10.1002/esp.3590>

Nottebaum V., Stauch G., Hartmann K., Zhang J., Lehmkuhl F. Unmixed loess grain size populations along the northern Qilian Shan (China): Relationships between geomorphologic, sedimentologic, climatic controls // *Quat. Int.* – 2015. – V. 372. – P. 151–166. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.071>

Obruchev V.A. Loess types, their origin // *Am. J. Sci.* – 1945. – V. 243. – P. 256–262. <https://doi.org/10.2475/ajs.243.5.256>

Pecsi M. The Role of Principles, Methods in Loess-Palaeosol Investigations // *Geo-Journal.* – 1995. – V. 36. – P. 117–131.

Pecsi M. Loess is not just the accumulation of dust // *Quat. Int.* – 1990. – V. 7. – P. 1–21.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate, atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* – 1999. – V. 399. – P. 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>

Prescott J.R., Hutton J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence, ESR dating: Large depths, long-term time variations // *Radiat. Meas.* – 1994. – V. 23. – P. 497–500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)

Prescott J.R., Hutton J.T. Cosmic ray, gamma ray dosimetry for TL, ESR // *Int. J. Radiat. Appl. Instrumentation. Part.* – 1988. – V. 14. – P. 223–227. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(88\)90069-6](https://doi.org/10.1016/1359-0189(88)90069-6)

Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter D., Spencer J.Q.G. Luminescence dating: basics, methods, applications. *Eiszeitalter Gegenwart // Quat. Sci. J.* – 2008. – V. 57. – P. 95–149. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.5>

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Peck J.A., Gvozdkov A.N., King J.W. Biogenic Silica Record of the Lake Baikal Response to Climatic Forcing during the Brunhes // *Quat. Res.* – 2001. – V. 55. – P. 123–132. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2212>

Pye K. The nature, origin, accumulation of loess // *Quat. Sci. Rev.* – 1995. – V. 14. – P. 653–667. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X)

Pye K. Chapter Nine – LOESS / Aeolian Dust Depos. – 1987. – P. 198–265. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-568690-7.50013-2>

Rapp G., Aitken M.J. An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Simulated Luminescence - *Am. J. Archaeol.*, 2000. – 169 pp. <https://doi.org/10.2307/506799>

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining, extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quat. Sci. Rev.* – 2014. – V. 106. – P. 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>

Richthofen B.F. On the Mode of Origin of the Loess // *Geol. Mag.* – 1882. – V. 9. – P. 293–305. <https://doi.org/10.1017/S001675680017164X>

Roberts H.M. Loess, in: *Aeolian Geomorphology* - John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. – 2019. - 107–132 pp. <https://doi.org/10.1002/9781118945650.ch5>

Rousseau D.-D., Gerasimenko N., Matviischina Z., Kukla G. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine // *Quat. Res.* – 2001. – V. 56. – P. 349–356. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2270>

Rousseau D.-D., Hatté C. Ground-Air Interface: The Loess Sequences, Markers of Atmospheric Circulation, in: *Paleoclimatology, Frontiers in Earth Sciences.* – 2021. - 157–167 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3_13

Rousseau D.-D., Sima A., Antoine P., Hatté C., Lang A., Zöller L. Link between European, North Atlantic abrupt climate changes over the last glaciation // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – V. 34. – P. L22713. <https://doi.org/10.1029/2007GL031716>

Ruth U., Wagenbach D., Steffensen J.P., Bigler M. Continuous record of micro-particle concentration, size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2003. – V. 108. – P. 4098. <https://doi.org/10.1029/2002JD002376>

Schaetzl R.J., Bettis E.A., Crouvi O., Fitzsimmons K.E., Grimley D.A., Hambach U., Lehmkuhl F., Marković S.B., Mason J.A., Owczarek P., Roberts H.M., Rousseau D.-D., Stevens T., Vandenberghe J., Zárata M., Veres D., Yang S., Zech M., Conroy J.L., Dave A.K., Faust D., Hao Q., Obreht I., Prud'homme C., Smalley I., Tripaldi A., Zeeden C., Zech R. Approaches, challenges to the study of loess—Introduction to the LoessFest Special Issue // *Quat. Res.* – 2018. – V. 89. – P. 563–618. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.15>

Schirmer W., Rhine loess at Schwalbenberg II — MIS 4, 3. // *Quat. Sci. J.* – 2011. – V. 61. – P. 32–47. <https://doi.org/10.3285/eg.61.1.03>

Simonsen M.F., Baccolo G., Blunier T., Borunda A., Delmonte B., Frei R., Goldstein S., Grinsted A., Kjær H.A., Sowers T., Svensson A., Vinther B., Vladimirova D., Winckler G., Winstrup M., Vallenga P. East Greenland ice core dust record reveals

timing of Greenland ice sheet advance, retreat // *Nat. Commun.* – 2019. – V. 10. – P. 4494. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12546-2>

Sirocko F. The ELSA - Stacks (Eifel-Laminated-Sediment-Archive): An introduction // *Glob. Planet. Change.* – 2016. – V. 142. – P. 96–99. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.011>

Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // *Quat. Int.* – 2015. – V. 365. – P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.030>

Sizikova A.O., Zykina V.S. Sand quartz grain morphoscopy, micromorphology of Late Pleistocene loess layers of south of West Siberia, Lozhok section. *Geol. Miner. Resour. Sib.* – 2014. – V. 170. – P. 41–50.

Smalley I., Marković S.B., Svirčev Z. Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust // *Quat. Int.* – 2011. – V. 240. – P. 4–11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.011>

Smalley I.J., Smalley V. Loess Material, Loess Deposits: Formation, Distribution, Consequences // *Dev. Sedimentol.* – 1983. – V. 38. – P. 51–68. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70788-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70788-X)

Sohbati R., Murray A., Lindvold L., Buylaert J.-P., Jain M. Optimization of laboratory illumination in optical dating // *Quat. Geochronol.* – 2017. – V. 39. – P. 105–111. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.010>

Spooner N.A. On the optical dating signal from quartz // *Radiat. Meas.* – 1994. – V. 23. – P. 593–600. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90105-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90105-8)

Spooner, N.A. Optical dating: Preliminary results on the anomalous fading of luminescence from feldspars // *Quat. Sci. Rev.* – 1992. – V. 11. – P. 139–145. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(92\)90055-D](https://doi.org/10.1016/0277-3791(92)90055-D)

Sprafke T., Fitzsimmons K.E., Grützner C., Elliot A., Marquer L., Nigmatova S. Reevaluation of Late Pleistocene loess profiles at Remizovka (Kazakhstan) indicates the significance of topography in evaluating terrestrial paleoclimate records // *Quat. Res.* – 2018. – V. 89. – P. 674–690. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.103>

Sprafke T., Obrecht I. Loess: Rock, sediment or soil - What is missing for its definition? // *Quat. Int.* – 2016. – V. 399. – P. 198–207. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.033>

Stevens T., Marković S.B., Zech M., Hambach U., Sümegi P. Dust deposition, climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial–interglacial cycle // *Quat. Sci. Rev.* – 2011. – V. 30. – P. 662–681. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.011>

Sun J., Li S.-H., Muhs D.R., Li B. Loess sedimentation in Tibet: provenance, processes, link with Quaternary glaciations // *Quat. Sci. Rev.* – 2007. – V. 26. – P. 2265–2280. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.05.003>

Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quat. Int.* – 2011. – V. 234. – P. 23–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>

Thomas D.S.G., Wiggs G.F.S. Aeolian system responses to global change: challenges of scale, process, temporal integration // *Earth Surf. Process. Landforms.* – 2008. – V. 33. – P. 1396–1418. <https://doi.org/10.1002/esp.1719>

Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M., Bøtter-Jensen L. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // *Radiat. Meas.* – 2008. – V. 43. – P. 1474–1486. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.06.002>

Volvakh A.O., Volvakh N.E., Ovchinnikov I.Y., Smolyaninova L.G., Kurbanov R.N. Loess-paleosol record of MIS 3 - MIS 2 of north-east Cis-Salair plain, south of West Siberia // *Quat. Int.* – 2022. – V. 620. – P. 58–74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.026>

Wintle A., Murray A.S. The relationship between quartz thermoluminescence, photo-transferred thermoluminescence, optically stimulated luminescence // *Radiat. Meas.* – 1997. – V. 27. – P. 611–624. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(97\)00018-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(97)00018-8)

Wintle A., Murray A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics, their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols // *Radiat. Meas.* – 2006. – V. 41. – P. 369–391. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>

Wintle A.G., Anomalous Fading of Thermo-luminescence in Mineral Samples // *Nature.* – 1973. – V. 245. – P. 143–144. <https://doi.org/10.1038/245143a0>

Wintle A.G., Huntley D.J. Thermoluminescence dating of ocean sediments // *Can. J. Earth Sci.* – 1980. – V. 17. – P. 348–360. <https://doi.org/10.1139/e80-034>

Wintle A.G., Huntley D.J. Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core // *Nature.* – 1979. – V. 275. – P. 710–712. <https://doi.org/10.1038/279710a0>

Wright J.S. “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas, sediment pathways in the formation of loess deposits // *Geomorphology.* – 2001. – V. 36. – P. 231–256. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00060-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00060-X)

Yi S., Buylaert J.-P., Murray A.S., Thiel C., Zeng L., Lu H. High resolution OSL, post-IR IRSL dating of the last interglacial–glacial cycle at the Sanbahuo loess site (north-eastern China) // *Quat. Geochronol.* – 2015. – V. 30. – P. 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.02.013>

Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia // *Quat. Sci. Rev.* – 2003. – V. 22. – P. 999–1010. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00034-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00034-9)

Zimmerman D.W. Thermoluminescence from Fine Grains from Ancient Pottery // *Archaeometry.* – 1967. – V. 10. – P. 26–28. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1967.tb00610.x>

Zykin V.S., Zykina V.S. The Middle, Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quat. Int.* – 2015. – V. 365. – P. 15–25. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.011>

Zykina V.S., Zykin V.S. The loess–soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia, its correlation to global, climate records // *Quat. Int.* – 2008. – V. 179. – P. 171–175. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.10.010>

Zykina V.S., Zykin V.S., Volvakh A.O., Radaković M.G., Gavrilov M.B., Marković S.B. Late Pleistocene loess-paleosol sequence at the Belovo section, south of Western Siberia, Russia: Preliminary results // *Quat. Int.* – 2022. – V. 620. – P. 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.069>

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой степного Алтая - Новосибирск: Наука, 1974. – 167 с.

Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири / Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и Межрегиональные Корреляции - Новосибирск: Наука, 1989. - 20–30 с.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири - Новосибирск: Наука, 1971. – 331 с.

Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт / Основные Проблемы Изучения Четвертичного Периода - Москва: Наука, 1965. – 157–169 с.

Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкина В.С., Бахарева В.А., Гуськов С.А., Левчук Л.К. Природно-климатические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия // *Геология и геофизика.* – 1995. – Т. 36. – С. 51–71.

Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лёссово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // *Геология и геофизика.* – 1997. – Т. 38. – С. 1027–1048.

Берг Л.С. О происхождении лёсса // *Известия РГО.* – 1916. – Т. 52. – С. 579–646.

Васильев С.К., Середнёв М.А., Милютин К.И., Панов В.С. Сборы остатков мегафауны на реках Чумыш (Алтайский край), Чик и Обь в районе поселка Биби́ха (Новосибирская область) в 2016 году / *Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий XXII.* – 2016. – С. 23–28.

Васильев С.К., Середнёв М.А., Милютин К.И., Слюсаренко И.Ю., Козликин М.Б. Сборы палеотериологического материала на реке Чумыш (Алтайский край) и

на реке Обь (Новосибирская область) в 2015 году / Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий XXI. – 2015. – С. 23–28.

Волков И.А. Палеогеографическое значение некоторых радиоуглеродных датировок на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1973. – Т. 2. – С. 3–8.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация / Москва: Наука, 1971. – 254 с.

Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене / Эволюция Климата, Биоты и Среды Обитания Человека в Позднем Кайнозое Сибири. - ОИГГМ СО АН СССР, Новосибирск. – 1991. - С. 40–51.

Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лёссовой толщи Новосибирского Приобья / Проблемы Стратиграфии и Палеогеографии Плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука. - 1982. – С. 17–82.

Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. – 1977. – Т. 7. – С. 83–94.

Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Смолянинова Л.Г. Палеоклиматические изменения и короткопериодические события позднего плейстоцена в записи лёссовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – Т. 4. – С. 17–27. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2019-4-17-27>

Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хащевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С. Первые результаты люминесцентного датирования лёссово-почвенный серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Известия РАН, Серия Географическая. – 2021. – Т. 85. – С. 284–301. <https://doi.org/10.31857/S2587556621020151>

Галкина Л.И. История фаунистических комплексов грызунов юга Западной Сибири / Проблемы Зоогеографии и Истории Фауны. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 221–245.

Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. – Москва: Наука, 1964. – 140 с.

Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лёссово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата // Доклады РАН. – 2003. – Т. 391. – С. 821–824.

Евсеев А.В. Погребенные почвы Верхнего Приобья и их палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук, 1973. – 25 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири – Новосибирск: Наука, 1980. – 156 с.

Застрожных А.С., Данукалова Г.А., Головачев М.В., Титов В.В., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Осипова Е.М. Трофимова С.С., Зиновьев Е.В. Сингильские отложения в схеме квартера Нижневолжского региона: новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26. – С. 80–120.

Зудин А.Н., Вотях М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато – Новосибирск: Наука, 1977. – 101 с.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – Т. 4. – С. 2–16.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г., Рудая Н.А., Форонова И.В., Маликов Д.Г. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Северо-Западного Алтая (долина реки Песчаной) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2017. – Т. 45. – С. 3–16.

Зыкина В.С. Структура лёссово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири: Автореф. Дис. ... д-ра геол.-мин. Наук. – Новосибирск, 2006. – 32 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья - Наука, Москва, 1981. – 203 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово / Проблемы Реконструкции Климата и Природной Среды Голоцена и Плейстоцена Сибири. Вып. 2. Под Ред. Деревянко А.П. - ИАиЭ СО РАН. Новосибирск, 2000. – С. 229–249.

Зыкина В.С., Вольвах А.О., Зыкин В.С., Вольвах Н.Е. Особенности строения верхнеплейстоценовой лессово-почвенной последовательности Колыванского увала Предалтайской равнины // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – Т. 3. – С. 54–64. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2018-3-54-64>

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене -Академическое издательство “Гео”, 2012. – 477 с.

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Смолянинова Л.Г., Овчинников И.Ю. Лессово-почвенная последовательность низкогорий северо-восточной части Горного Алтая в разрезе Красногорское // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2019. – Т. 47. – С. 3–14. <https://doi.org/0.17746/1563-0102.2019.47.1.003-014>

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах Н.Е., Вольвах А.О., Мюррей Э.С., Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н. Новые данные о хроностратиграфии верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серии юга Западной Сибири // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2021. – Т. 500. – С. 193–199. <https://doi.org/10.31857/S2686739721100200>

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири - палеоклиматическая запись из озера Байкал и его корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха полярности Брюнес) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – С. 48–63.

Круковер А.А. Палеогеографическое значение мелких млекопитающих плейстоцена Западно-Сибирской равнины / Эволюция Климата, Биоты и Среды

Обитания Человека в Позднем Кайнозое Сибири: Сборник Научных Трудов - Издательство ОИГГМ СО АН СССР, Новосибирск, 1991. – С. 59–62.

Лещинский С.В. Результаты новейших палеонтолого-стратиграфических и геоархеологических исследований местонахождения мамонтовой фауны Волчья Грива // Труды Зоологического института РАН. – 2018. – Т. 322. – С. 315–332.

Маликов Д.Г., Голованов С.Е. Мелкие млекопитающие среднего неоплейстоцена юго-востока Западной Сибири / Пути Эволюционной Географии. Выпуск 2: Материалы II Всероссийской Научной Конференции, Посвященной Памяти Профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 Ноября 2021 г.) - Институт географии РАН, Москва. – 2021а. – С. 817–819.

Маликов Д.Г., Голованов С.Е. Стратиграфическое распространение мелких млекопитающих неоплейстоцена Предалтайской равнины / Палеонтология, Стратиграфия и Палеогеография Мезозоя и Кайнозоя Бореальных Районов: Материалы Науч. Онлайн-Сессии, 19-22 Апреля 2021 г. – 2021б. – С. 340–343.

Маликов Д.Г., Голованов С.Е. Реконструкция ландшафтов Предалтайской равнины в позднем неоплейстоцене по данным фауны мелких млекопитающих // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021в. – Т. 1. – С. 18–24.

Маликов Д.Г., Голованов С.Е. Морфология первого нижнекоренного зуба *Microtus gregalis* (Rodentia, Arvicolinae) из среднего неоплейстоцена Предалтайской равнины // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021г. – Т. 10. – С. 85–90.

Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности / Четвертичный Период Сибири - Москва: Наука, 1966. – С. 9–22.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Кузьмин М.И. Экскурс «Mono Lake»: новые данные по разрезу «Каменушка» (Новосибирское Приобье) / Палеомагнетизм и Магнетизм Горных Пород (Борок, 27-30 Октября 2011 г.): Материалы Семинара. – 2011. – С. 108–112.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С. Анизотропия магнитной восприимчивости лёссово-почвенных отложений (на примере опорного разреза Белово, Западная Сибирь) // Физика Земли. – 2004. – Т. 2. – С. 50–65.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С. Лёссово-почвенный разрез Белово (Западная Сибирь) как пример наложения “алювиальной” и “китайской” моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена // Геология и геофизика. 2003. – Т. 44. – С. 638–651.

Морозов Г.В. Определение относительного возраста антропогенных отложений Украины термолюминесцентным методом / К VIII конгрессу Междунар. асоц. по изучению четвертичного периода (Inqua). Париж, 1969 г. / АН УССР. Ин-т геол. наук. Комис. по изучению четвертичного периода. - Киев: Наукова думка, 1969. – 167 с.

Москвитин А.И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири // Труды Института геологических наук АН СССР. – 1940. – Т. 14. – 83 с.

Нагорский М.П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности // Вестник ЗСГУ. – 1941. – Т. 3. – С. 36–57.

Национальный атлас почв Российской Федерации. - Астрель, Москва, 2011. – 632 с.

Никитенко Ф.А. Лёссовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика / Лёссовые Породы Приобья – Новосибирск, 1963. – С. 7–285.

Орлова В.В. Климат СССР. Вып. 4: Западная Сибирь - Гл. упр. гидрометеор. службы при Совете Министров СССР. Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова, 1962. – 360 с.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Прердалтайской равнины – Наука: Новосибирск, 1979. – 103 с.

Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. – 1967. – Т. 6. – С. 11–20.

Православлев П.А. Приобье Кулундинской степи // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. – 1933. – Т. 6. – 58 с.

Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая) – Москва: Издательство Московского университета, 1978. – 208 с.

Решения межведомственного рабочего совещания по разработке региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области (22-23 ноября 2018, г. Новосибирск) - 2018.

Сизикова А.О., Зыкина В.С. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лессов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – Т. 170. – С. 41–50.

Сизикова А.О., Зыкина В.С. Лёссы верхнего плейстоцена опорного разреза Ложок (юг Западной Сибири), динамика природной среды и климата // Известия АлтГУ, серия биологические науки, науки о земле, химия. – 2013. – С. 132–137.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: объяснительная записка - Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.

Фирсов Л.В., Орлова Л.А. Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчья Грива / Материалы Полевых Исследований Дальневосточной Археологической Экспедиции. Вып. 2. – Новосибирск, 1971. – С. 132–134.

Черноусов С.И., Арефьев В.С., Осьмушкин В.С. Географические и инженерно-геологические условия Степного Алтая - Новосибирск: Наука, 1988. – 95 с.

Шаевич Я.Е. Методика выделения погребенных почв в лёссовидных породах Новосибирского Приобья / География Сибири в Условиях Научно-Технического Прогресса - Новосибирск: Наука, 1975. – С. 145–152.

Шелкопляс В.Н. Применение термолюминесцентного метода для датирования плейстоценовых образований // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия – 1973. – С. 121–127.

Шелкопляс В.Н., Ильичев В.А., Свиточ А.А. Термолюминесцентные датировки абсолютного возраста новейших отложений Приобского плато и Горного Алтая // Доклады Академии наук СССР. – 1973. – Т. 4. – С. 935–397.

Шелкопляс В.Н., Морозов Г.В. Применение термолюминесцентного метода для изучения антропогенных отложений - Киев: Академия наук Украинской ССР, 1981. – 42 с.

Шелкопляс В.Н., Морозов Г.В. Определение относительного возраста четвертичных отложений Среднего Приднепровья термолюминесцентным методом // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – 1965а. – С. 462–469.

Шелкопляс В.Н., Морозов Г.В. Некоторые результаты исследований отложений термолюминесцентным методом / Материалы по четвертичному периоду Украины – Киев: Наукова думка, 1965б. – С. 83-90.

Шпанский А.В. Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: условия обитания и стратиграфическое значение: автореферат дис... доктора геолого-минералогических наук. – Томск, 2018. – 39 с.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Рисунок 1.1. Евразийский лёссовый пояс (Muhs, 2013);

Рисунок 1.2 Стратиграфическая схема лёссово-почвенной последовательности конца среднего и верхнего неоплейстоцена юга Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012). 1 - гумусовые горизонты почв; 2 - иллювиальные горизонты почв; 3 - криогенные образования; 4 - лессы; 5 - стадии потепления; 6 - холоднее и короче чем голоцен; 7- интервал, имеющий 14С-даты ; 8 - интервал, имеющий ТЛ-даты.;

Рисунок 2.1. Расположение исследуемых разрезов на карте-схеме юго-восточной части Западной Сибири. 1 – разрез Ложок, 2 – разрез Солоновка, 3 – разрез Белово, 4 – разрез Красногорское, 5 – разрез Ключи;

Рисунок 2.2. Фото лёссово-почвенной последовательности разреза Ложок (расчистка 2018 г.);

Рисунок 2.3. Строение разреза Ложок. Условные обозначения: 1 - лессовидный суглинок, 2 - гумусовый горизонт палеопочвы, 3 - песок, 4 - кротовины, 5 - карбонатность, 6 - железистые новообразования, 7 - оглеение, 8 - марганцовистый крап, 9 – клинья;

Рисунок 2.4. Разрез Солоновка;

Рисунок 2.5. Геологическое строение и стратиграфическое расчленение лёссово-почвенной последовательности верхнего неоплейстоцена разреза Солоновка. Условные обозначения: 1 - лессовидный суглинок, 2 – суглинок опесчаненный, 3 - гумусовый горизонт палеопочвы, 4 – оструктуренный горизонт, 5 - карбонатность, 6 – карбонатные конкреции, 7 - ожелезнение, 8 – гипсовые конкреции, 9 – марганцовистые дробовины, 10 – марганцовистый крап, 11 – кротовины;

Рисунок 2.6. Разрез Белово;

Рисунок 2.7. Строение разреза Белово. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 - суглинок, 3 – суглинок опесчаненный, 4 - железистые новообразования, 5 - оглеение, 6 – карбонаты, 7 – марганцовые новообразования, 8 – кротовины;

Рисунок 2.8. Разрез Красногорское;

Рисунок 2.9. Строение разреза Красногорское. Условные обозначения: 1 – суглинок, 2 - гумусовый горизонт, 3 – марганцевые новообразования, 4 - кротовины, 5 – карбонатные новообразования, 6 – гипсовые и железистые новообразования, 7 – оглеение, 8 – структурированный иллювиальный горизонт;

Рисунок 2.10. Разрез Ключи;

Рисунок 2.11. Строение разреза Ключи. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 -кротовины, 3 – суглинок, 4 – суглинок опесчаненный, 5 – карбонатные новообразования, 6 –железистые новообразования, 7 – структурированный иллювиальный горизонт, 8 – песчаные прослой, 9 – оглеение;

Рисунок 3.1. Принципиальная схема накопления/стирания люминесцентного сигнала;

Рисунок 3.2. Диаграмма энергетических уровней, иллюстрирующая как ионизирующее излучение создает центры люминесценции в кристаллических решетках [Munyuikwa, 2016]. (а) После облучения электроны выходят из стабильной изначальной позиции, создавая дыры внутри кристаллической решетки. (б) Электроны оказываются в ловушке, а дыры стабилизируются, создавая центр рекомбинации. (в) Стимуляция приводит к выходу электронов из ловушек, которые достигают центров рекомбинации, что приводит к эмиссии света;

Рисунок 3.3. Принципиальная схема основных методов, применяемых для определения эквивалентной дозы. (а) Процедура добавления дозы. (б) Процедура регенерации дозы;

Рисунок 4.1. Положение отобранных образцов в разрезе Ложок и полученные даты;

Рисунок 4.2. Соотношение возрастов, полученных по кварцевой и полевошпатовой фракциям, из разреза Ложок;

Рисунок 4.3 Положение отобранных образцов в разрезе Солоновка и полученные даты;

Рисунок 4.4. Соотношение возрастов, полученных по кварцевой и полевошпатовой фракциям, из разреза Солоновка;

Рисунок 4.5. Положение отобранных образцов в разрезе Белово и полученные даты;

Рисунок 4.6. Положение отобранных образцов в разрезе Красногорское и полученные даты;

Рисунок 4.7. Положение отобранных образцов в разрезе Ключи и полученные даты;

Рисунок 5.1. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Ложок. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лессово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012);

Рисунок 5.2. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Солоновка. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лессово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012);

Рисунок 5.3. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Белово. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лессово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012);

Рисунок 5.4. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Красногорское. Составлено с использованием стратиграфической схемы Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лессово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012);

Рисунок 5.5. Стратиграфическое расчленение лессово-почвенной последовательности разреза Ключи. Составлено с использованием стратиграфической схемы

Западной Сибири (Унифицированная..., 2000), лёссово-почвенной последовательности Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012);

Рисунок 5.6. Корреляция исследованных разрезов, на основе данных датирования;

Рисунок 5.7. Корреляция составного профиля лёссово-почвенной последовательности с морскими изотопными стадиями.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 2. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Ложок

Слой,	Глубина, см	²³⁸ U, Бк/кг	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг	Мощность бета дозы, Грей/т.л.	Мощность гамма дозы, Грей/т.л.
П0	15	38±18	39.3±1.4	43.3±1.2	589±23	2.17±0.06	1.25±0.04
Л1	47	31±5	36.4±0.5	41.3±0.5	535±10	1.99±0.04	1.16±0.03
Л1	67	47±11	26.7±0.9	32.4±0.9	434±14	1.58±0.04	0.91±0.03
Л1	83	10±13	35.0±1.1	35.8±0.9	485±17	1.82±0.05	1.05±0.03
Л1	93	21±5	30.6±0.5	34.7±0.5	468±9	1.72±0.03	0.99±0.03
Л1	113	33±5	27.6±1.0	33.9±0.6	465±9	1.68±0.03	0.96±0.03
Л1	133	25±6	33.4±0.5	36.8±0.5	501±10	1.85±0.03	1.06±0.03
Л1	147	28±2	32.9±0.4	37.9±0.3	515±6	1.88±0.03	1.08±0.03
Л1	173	28±3	34.6±0.4	39.2±0.4	513±7	1.91±0.03	1.11±0.03
Л2	193	47±7	29.1±7.1	36.9±0.6	498±9	1.80±0.06	1.03±0.05
Л2	200	32±7	33.0±0.6	40.4±0.6	545±10	1.98±0.03	1.14±0.03
Л2	243	13±14	43.6±1.1	44.9±0.9	597±18	2.25±0.05	1.30±0.04
Л2	253	26±13	41.0±1.0	42.6±0.9	607±18	2.23±0.05	1.27±0.04
Л2	267	6±22	38.8±1.8	43.7±1.5	606±29	2.21±0.08	1.26±0.04
Е1	283	49±17	40.5±1.3	42.5±1.1	532±21	2.03±0.06	1.20±0.04
ПП1	293	41±8	29.2±0.6	43.9±0.7	526±104	1.92±0.03	1.14±0.03
Л3	305	44±6	37.0±0.6	42.4±0.5	570±11	2.10±0.04	1.21±0.03
Л3	333	24±5	31.3±0.6	44.2±0.6	568±12	2.05±0.04	1.19±0.03
Л3	357	24±4	29.8±0.4	35.3±0.4	448±8	1.67±0.03	0.98±0.03
Л3	362	33±17	48.3±1.4	45.2±1.1	539±21	2.15±0.06	1.29±0.05
Л3	378	39±12	47.0±1.0	48.1±0.8	625±17	2.37±0.05	1.39±0.04
Л3	392	21±16	41.9±1.3	42.5±1.1	548±21	2.09±0.06	1.23±0.04
Л3	403	33±8	31.6±0.8	39.8±0.8	510±15	1.87±0.04	1.09±0.03
Л3	418	34±7	34.0±0.7	40.2±0.7	534±13	1.96±0.04	1.13±0.03
Л3	432	37±6	34.3±0.6	40.2±0.6	548±12	2.00±0.04	1.15±0.03
Л3	448	55±18	38.4±1.4	42.4±1.2	563±24	2.09±0.07	1.21±0.04
Л3	472	31±3	32.4±0.5	39.7±0.4	517±7	1.90±0.03	1.10±0.03
Л3	498	33±7	35.2±0.7	39.3±0.6	532±13	1.96±0.04	1.13±0.03
Л3	528	32±3	35.2±0.4	41.2±0.4	544±7	2.00±0.03	1.16±0.03
Л3	532	33±10	35.3±1.0	42.3±1.0	503±19	1.91±0.05	1.14±0.04
ПП2	538	35±7	40.5±0.7	43.7±0.6	557±12	2.10±0.03	1.24±0.04
ПП2	552	17±17	46.9±1.4	45.1±1.1	553±21	2.17±0.06	1.30±0.05
ПП2	568	34±5	31.7±0.5	41.2±0.5	514±10	1.89±0.03	1.11±0.03
ПП2	608	29±9	34.8±0.7	37.6±0.8	495±11	1.85±0.04	1.08±0.03
ПП2	622	38±6	40.2±0.6	42.1±0.5	529±10	2.02±0.04	1.19±0.04
ПП2	658	23±16	47.9±1.3	47.9±1.1	594±21	2.30±0.06	1.37±0.05
ПП2	678	35±6	39.1±0.6	46.1±0.6	561±11	2.12±0.04	1.26±0.03
Л4	798	11±8	17.7±0.7	20.9±0.7	276±10	1.01±0.03	0.59±0.02

Таблица 3. Результаты люминесцентного датирования отложений разреза Ложок

Слой,	Глубина, см	w.c., %	IR50 De, Грей	аликвоты	pIRIR290 De, Грей	аликвоты	OSL De, Грей	аликвоты	Мощность дозы по ПШ, Грей/т.л.	Мощность дозы по кварцу, Грей/т.л.	IR50 возраст, т.л.н.	pIRIR возраст, т.л.н.	OSL возраст, т.л.н.
П0	15	15	19,0 ± 1,6	10	36,9 ± 2,2	11	22,6 ± 1,6	21	3,7 ± 0,2	3,0 ± 0,2	5,2 ± 0,5	10,1 ± 0,8	7,5 ± 0,7
Л1	47	15	40,0 ± 2,4	6	67,4 ± 4,6	7	47,5 ± 2,0	25	3,4 ± 0,1	2,8 ± 0,1	11,7 ± 0,8	19,8 ± 1,6	17,2 ± 1,2
Л1	67	15	31,1 ± 0,5	6	55,8 ± 1,5	8	37,7 ± 1,9	20	2,9 ± 0,1	2,2 ± 0,1	10,9 ± 0,5	19,5 ± 1,0	17,0 ± 1,2
Л1	83	10	32,2 ± 3,5	10	71,2 ± 9,8	10	46,2 ± 3,0	16	3,3 ± 0,1	2,6 ± 0,1	9,8 ± 1,1	21,7 ± 3,2	17,5 ± 1,5
Л1	93	10	32,8 ± 3,5	10	63,3 ± 6,6	9	41,5 ± 1,2	21	3,1 ± 0,1	2,5 ± 0,1	10,5 ± 1,2	20,2 ± 2,3	16,6 ± 1,0
Л1	113	10	37,7 ± 1,6	7	63,5 ± 0,7	6	44,0 ± 1,2	23	3,1 ± 0,1	2,4 ± 0,1	12,3 ± 0,7	20,7 ± 1,0	18,1 ± 1,1
Л1	133	10	39,2 ± 0,4	10	68,1 ± 1,6	12	50,5 ± 1,0	17	3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,1	11,9 ± 0,5	20,7 ± 1,1	19,0 ± 1,1
Л1	147	10	38,5 ± 1,7	5	76,9 ± 3,4	6	58,2 ± 4,9	18	3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,1	11,5 ± 0,7	23,0 ± 1,5	21,5 ± 2,2
Л1	173	10	49,7 ± 5,1	8	67,8 ± 1,8	6	47,2 ± 2,4	20	3,4 ± 0,1	2,7 ± 0,1	14,7 ± 1,6	20,1 ± 1,1	17,2 ± 1,3
Л2	193	10	43,6 ± 2,7	8	66,3 ± 0,6	7	49,1 ± 1,9	20	3,2 ± 0,1	2,6 ± 0,1	13,6 ± 1,0	20,6 ± 1,0	19,1 ± 1,4
Л2	200	10	45,5 ± 1,3	11	71,0 ± 1,0	11	64,5 ± 7,6	6	3,5 ± 0,1	2,8 ± 0,1	13,2 ± 0,7	20,5 ± 1,0	22,9 ± 3,0
Л2	243	10	48,5 ± 2,3	12	83,6 ± 1,5	12	75,3 ± 3,4	5	3,8 ± 0,2	3,2 ± 0,2	12,7 ± 0,8	21,9 ± 1,1	23,7 ± 1,7
Л2	253	10	56,8 ± 1,5	10	86,0 ± 1,3	10	67,2 ± 1,3	20	3,8 ± 0,2	3,1 ± 0,2	15,1 ± 0,8	22,8 ± 1,2	21,5 ± 1,3
Л2	267	10	55,1 ± 1,7	7	118,8 ± 5,9	8	94,3 ± 3,6	15	3,7 ± 0,2	3,1 ± 0,2	14,7 ± 0,8	31,7 ± 2,3	30,3 ± 2,1
Е1	283	10	53,1 ± 0,7	5	125,6 ± 7,7	8	89,7 ± 2,2	25	3,5 ± 0,2	2,9 ± 0,2	15,0 ± 0,7	35,4 ± 2,8	30,8 ± 1,9
ПП1	293	10	225,9 ± 16,0	12	386,8 ± 41,9	12	231,4 ± 7,1	11	3,4 ± 0,1	2,8 ± 0,1	66,7 ± 5,5	114,1 ± 13,5	84,1 ± 5,4
Л3	305	10	311,8 ± 17,6	13	476,6 ± 43,3	13	263,4 ± 25,7	2	3,6 ± 0,2	3,0 ± 0,2	86,7 ± 6,2	132,5 ± 13,6	89,0 ± 10,0
Л3	333	10	403,5 ± 15,8	7	543,3 ± 3,3	4			3,5 ± 0,2	2,9 ± 0,2	114,2 ± 6,7	153,8 ± 7,4	
Л3	357	10	325,4 ± 20,2	7	592,6 ± 60,0	8			3,0 ± 0,1	2,4 ± 0,1	107,3 ± 8,0	195,4 ± 21,8	
Л3	403	10	385,9 ± 10,2	7	559,6 ± 35,8	7			3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,1	117,1 ± 6,0	169,9 ± 13,6	
Л3	417	10	473,1 ± 37,5	6	745,6 ± 52,1	6			3,7 ± 0,2	3,1 ± 0,2	127,9 ± 11,7	201,5 ± 17,4	
Л3	433	10	427,7 ± 33,5	6	749,7 ± 11,3	6			4,0 ± 0,2	3,3 ± 0,2	107,8 ± 9,8	189,1 ± 9,9	
Л3	447	10	476,9 ± 12,5	8	622,5 ± 12,7	7			3,6 ± 0,2	2,9 ± 0,2	133,0 ± 7,0	173,6 ± 9,4	
Л3	473	10	401,7 ± 24,4	8	643,7 ± 28,0	7			3,4 ± 0,1	2,8 ± 0,1	118,4 ± 8,9	189,7 ± 12,3	
Л3	487	10	483,3 ± 20,0	6	633,7 ± 29,2	7			3,4 ± 0,2	2,8 ± 0,1	140,7 ± 8,5	184,5 ± 12,3	
Л3	503	10	437,9 ± 12,7	6	684,3 ± 28,5	6			3,6 ± 0,2	2,9 ± 0,2	122,7 ± 6,7	191,7 ± 12,5	
Л3	527	10	356,4 ± 12,9	5	628,8 ± 22,0	6			3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,1	107,7 ± 6,0	190,0 ± 11,2	
Л3	553	10	394,6 ± 10,5	6	621,8 ± 20,7	6			3,4 ± 0,1	2,7 ± 0,1	116,8 ± 6,0	184,1 ± 10,8	
Л3	583	10	380,3 ± 31,1	6	653,6 ± 26,1	8			3,4 ± 0,1	2,8 ± 0,1	110,6 ± 10,2	190,0 ± 11,8	
Л3	587	10	415,0 ± 5,3	6	661,4 ± 17,1	7			3,3 ± 0,2	2,7 ± 0,1	124,0 ± 5,8	197,6 ± 11,0	
ПП2	593	15	388,3 ± 9,1	4	768,9 ± 59,5	6			3,4 ± 0,1	2,8 ± 0,1	112,7 ± 5,4	223,1 ± 20,2	
ПП2	607	15	354,7 ± 8,6	7	752,3 ± 23,4	6			3,5 ± 0,2	2,9 ± 0,2	100,0 ± 5,0	212,1 ± 12,2	
ПП2	623	15	405,4 ± 21,5	6	671,9 ± 35,2	6			3,2 ± 0,1	2,5 ± 0,1	127,7 ± 8,5	211,7 ± 14,7	
ПП2	663	15	390,5 ± 23,2	6	644,2 ± 40,2	6			3,1 ± 0,1	2,5 ± 0,1	125,7 ± 9,1	207,4 ± 16,1	
ПП2	677	15	605,4 ± 68,4	8	763,1 ± 68,2	7			3,3 ± 0,1	2,7 ± 0,1	181,4 ± 21,9	228,6 ± 23,0	
ПП2	713	15	659,2 ± 49,0	8	863,6 ± 59,4	8			3,7 ± 0,2	3,1 ± 0,2	178,3 ± 15,4	233,5 ± 19,7	
ПП2	733	15	577,4 ± 34,6	8	899,1 ± 53,5	8			3,5 ± 0,1	2,8 ± 0,1	166,7 ± 12,2	259,6 ± 19,6	
Л4	853	15	386,2 ± 17,9	7	659,6 ± 49,6	8			2,0 ± 0,1	1,4 ± 0,1	190,8 ± 11,4	325,9 ± 28,1	

Таблица 4. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Солоновка

Слой	Глубина, см	^{238}U , Бк/кг	^{226}Ra , Бк/кг	^{232}Th , Бк/кг	^{40}K , Бк/кг	Мощность бета дозы, Грей/т.л.	Мощность гамма дозы, Грей/т.л.
П0	20	33±11	34,2±0.9	43,5±1.0	540±14	2,00±0.04	1,18±0.02
Л1	50	36±11	38,3±0.9	41,5±0.9	521±13	1,98±0.03	1,17±0.02
Л1	90	29±13	41,6±1.0	45,9±1.1	586±16	2,21±0.05	1,29±0.04
Л1	115	25±2	32,5±0.45	34,5±0.3	440±6	1,67±0.03	0,98±0.03
Л1	170	46±9	39,0±0.7	38,2±0.8	523±11	1,97±0.04	1,13±0.03
Л1	200	49±9	41,9±0.9	43,0±0.8	575±17	2,16±0.05	1,25±0.04
Л1	245	49±10	43,1±0.9	46,6±0.9	629±16	2,33±0.05	1,35±0.04
Л1	310	49±10	43,1±0.9	46,6±0.9	629±16	2,33±0.05	1,35±0.04
ПП1	410	49±11	44,3±0.9	50,3±1.0	684±15	2,51±0.05	1,44±0.04
ПП1	450	32±9	42,0±0.8	50,0±0.8	620±16	2,32±0.05	1,37±0.04
ПП1	475	29±7	38,5±0.7	45,6±0.7	609±15	2,23±0.04	1,29±0.03
ПП1	510	26±13	41,3±1.0	46,9±1.1	618±16	2,29±0.05	1,33±0.04
Л2	540	48±11	33,1±0.9	44,4±0.9	616±14	2,19±0.04	1,24±0.03
Л2	590	42±10	43,5±0.8	45,9±0.9	621±13	2,31±0.04	1,33±0.04
Л2	715	31±14	39,8±1.0	43,1±1.2	594±17	2,19±0.05	1,25±0.04
Л2	750	51±10	41,7±0.8	45,2±0.9	635±13	2,32±0.04	1,32±0.04
Л2	790	53±9	47,2±0.9	53,7±0.8	704±17	2,61±0.05	1,52±0.04
Л3	840	45±3	38,8±0.4	48,6±0.3	584±6	2,19±0.03	1,30±0.03
Л3	880	42±12	38,0±1.0	50,6±1.0	618±15	2,28±0.05	1,35±0.04
ПП3	1000	36±10	34,2±1.0	48,3±1.0	571±19	2,12±0.05	1,27±0.04

Таблица 5. Результаты люминесцентного датирования отложений разреза Солоновка

Слой	Глубина, см	w,c,, %	pIRIR290 De, Грей	аликвоты	OSL De, Грей	аликвоты	Мощность дозы по ПШ, Грей/т,л,	Мощность дозы по кварцу, Грей/т,л,	pIRIR возраст, т.л.н.	OSL возраст, т.л.н.
П0	20	20	26,0 ± 2,1	12	4,0 ± 0,3	8	3,1 ± 0,1	2,7 ± 0,1	1,5 ± 0,6	1,5 ± 0,2
Л1	50	20	101,1 ± 4,1	9	53,2 ± 1,1	7	3,0 ± 0,1	2,7 ± 0,1	26 ± 1,4	19,9 ± 0,5
Л1	90	15	75,2 ± 9,2	2	40,3 ± 2,1	24	3,4 ± 0,1	3,1 ± 0,1	16 ± 2,6	13 ± 0,6
Л1	115	15	111,0 ± 5,5	3	76,6 ± 5,4	8	2,7 ± 0,1	2,4 ± 0,1	33 ± 1,8	32,6 ± 2,3
Л1	170	20	77,3 ± 9,1	3	74,4 ± 17,6	4	3,0 ± 0,1	2,6 ± 0,1	19 ± 3	28,8 ± 6,8
Л1	200	15	114,7 ± 3,4	5	-	-	3,3 ± 0,1	3,0 ± 0,1	28 ± 1	-
Л1	245	15	-	-	79,8 ± 7,2	4	3,6 ± 0,1	3,2 ± 0,1	-	25,2 ± 2,3
Л1	310	15	-	-	79,4 ± 10,7	7	3,5 ± 0,1	3,16 ± 0,1	-	25,1 ± 3,4
ПП1	410	15	130,4 ± 12,0	2	-	-	3,7 ± 0,1	3,4 ± 0,1	29 ± 3,2	-
ПП1	450	15	144,5 ± 3,1	3	106,7 ± 14,3	7	3,5 ± 0,1	3,2 ± 0,1	35 ± 1,1	33,7 ± 4,6
ПП1	475	15	172,6 ± 8,8	9	109,1 ± 15,3	9	3,4 ± 0,1	3,0 ± 0,1	45 ± 2,4	36,2 ± 5,1
ПП1	510	15	188,8 ± 6,1	8	131,2 ± 2,8	4	3,5 ± 0,1	3,1 ± 0,1	48 ± 1,8	42,6 ± 1,2
Л2	540	15	187,7 ± 13,1	8	73,2 ± 8,7	14	3,3 ± 0,1	2,9 ± 0,1	50 ± 4,1	25 ± 3
Л2	590	20	205,1 ± 3,0	6	120,2 ± 10,5	11	3,5 ± 0,1	3,0 ± 0,1	52 ± 1,3	40,8 ± 3,6
Л2	715	15	227,1 ± 6,2	4	-	-	3,3 ± 0,1	2,9 ± 0,1	62 ± 1,9	-
Л2	750	15	222,1 ± 6,1	6	172,6 ± 6,8	12	3,5 ± 0,1	3,1 ± 0,1	58 ± 2	56 ± 2,4
Л2	790	20	213,4 ± 6,6	8	130,0 ± 17,1	6	3,7 ± 0,1	3,3 ± 0,1	52 ± 2	39,5 ± 5,1
Л3	840	20	204,1 ± 4,7	9	184,0 ± 3,1	4	3,2 ± 0,1	2,8 ± 0,1	57 ± 1,6	65,6 ± 1,4
Л3	880	20	221,5 ± 4,1	9	255,1 ± 24,2	6	3,3 ± 0,1	2,9 ± 0,1	61 ± 1,5	87,5 ± 8,4
ПП3	1000	20	369,0 ± 37,1	8	232,0 ± 7,7	10	3,1 ± 0,1	2,7 ± 0,1	112 ± 12,1	85,2 ± 3,2

Таблица 6. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Белово

Слой	Глубина, см	^{238}U , Бк/кг	^{226}Ra , Бк/кг	^{232}Th , Бк/кг	^{40}K , Бк/кг	Мощность бета дозы, Грей/т.л.	Мощность гамма дозы, Грей/т.л.
П0	10	37 ± 3	43,9 ± 0,5	50,6 ± 0,4	645 ± 7	2,40 ± 0,03	1,41 ± 0,04
Л1	50	40 ± 8	44,7 ± 0,7	52,2 ± 0,8	613 ± 11	2,35 ± 0,04	1,41 ± 0,04
Л1	75	25 ± 2	34,2 ± 0,4	42,7 ± 0,3	564 ± 6	2,06 ± 0,03	1,19 ± 0,03
Л1	115	38 ± 9	39,9 ± 0,7	48,1 ± 1,5	617 ± 12	2,28 ± 0,04	1,33 ± 0,04
Л1	160	33 ± 8	37,7 ± 0,7	58,3 ± 1,1	598 ± 11	2,28 ± 0,04	1,42 ± 0,04
Л1	200	35 ± 3	37,0 ± 0,5	45,8 ± 0,4	634 ± 7	2,28 ± 0,03	1,30 ± 0,03
Л1	240	30 ± 8	38,3 ± 0,6	47,7 ± 0,8	658 ± 11	2,37 ± 0,04	1,35 ± 0,03
Л1	280	35 ± 3	38,2 ± 0,5	46,1 ± 0,4	639 ± 7	2,31 ± 0,03	1,31 ± 0,03
Л1	310	34 ± 8	38,9 ± 0,7	47,4 ± 0,8	620 ± 11	2,27 ± 0,04	1,32 ± 0,04
Л1	340	37 ± 3	37,4 ± 0,5	44,3 ± 0,4	636 ± 7	2,28 ± 0,03	1,29 ± 0,03
Л1	365	37 ± 8	41,1 ± 0,7	46,0 ± 0,8	637 ± 12	2,33 ± 0,04	1,33 ± 0,04
Л1	395	37 ± 3	41,4 ± 0,5	46,8 ± 0,4	651 ± 7	2,37 ± 0,03	1,35 ± 0,04
ПК1	415	28 ± 9	39,6 ± 0,7	47,6 ± 0,8	589 ± 11	2,21 ± 0,04	1,30 ± 0,04
ПК1	430	45 ± 3	40,4 ± 0,5	50,3 ± 0,4	652 ± 7	2,40 ± 0,03	1,39 ± 0,03
ПК1	465	36 ± 8	37,3 ± 0,7	44,4 ± 0,8	620 ± 11	2,24 ± 0,04	1,27 ± 0,03
ПК1	495	45 ± 3	40,7 ± 0,5	53,8 ± 0,4	726 ± 7	2,61 ± 0,03	1,49 ± 0,03
Л2	515	46 ± 8	40,3 ± 0,6	47,7 ± 0,8	598 ± 11	2,23 ± 0,04	1,31 ± 0,04
Л2	560	42 ± 3	40,9 ± 0,5	44,8 ± 0,4	595 ± 7	2,22 ± 0,03	1,29 ± 0,03
Л2	600	44 ± 10	40,1 ± 0,8	47,2 ± 0,9	650 ± 13	2,36 ± 0,04	1,35 ± 0,04
Л2	635	36 ± 2	37,5 ± 0,3	45,6 ± 0,3	632 ± 5	2,28 ± 0,03	1,30 ± 0,03
Л2	638	38 ± 8	36,1 ± 0,6	43,0 ± 0,7	594 ± 11	2,15 ± 0,04	1,23 ± 0,03
Л2	700	36 ± 9	39,0 ± 0,7	47,1 ± 0,9	623 ± 12	2,28 ± 0,04	1,32 ± 0,04
ПК2	730	69 ± 9	45,8 ± 0,7	53,6 ± 0,9	735 ± 13	2,68 ± 0,05	1,53 ± 0,04
Л3	785	39 ± 3	37,1 ± 0,5	43,7 ± 0,4	571 ± 7	2,11 ± 0,03	1,23 ± 0,03
Л3	820	49 ± 9	37,3 ± 0,7	47,2 ± 0,8	616 ± 11	2,25 ± 0,04	1,30 ± 0,03

Таблица 7. Результаты люминесцентного датирования отложений разреза Белово

Слой	Глубина, см	w.c., %	IR50 De, Грей	аликвоты	pIRIR290 De, Грей	аликвоты	OSL De, Грей	аликвоты	Мощность дозы по ПШ, Грей/т.л.	Мощность дозы по кварцу, Грей/т.л.	IR50 возраст, т.л.н.	pIRIR возраст, т.л.н.	OSL возраст, т.л.н.
ПО	10	10	20 ± 1	10	38 ± 1	8	8,2 ± 0,2	13	4,38 ± 0,19	3,62 ± 0,19	4,5 ± 0,3	8,6 ± 0,5	2,3 ± 0,1
Л1	50	10	131 ± 11	9	236 ± 12	9	1,0 ± 0,3	3	4,28 ± 0,18	-	30,5 ± 2,8	55,1 ± 3,8	-
Л1	75	10	173 ± 9	10	323 ± 13	10	1,0 ± 0,3	3	3,84 ± 0,16	-	45,0 ± 2,9	84,0 ± 5,2	-
Л1	115	10	224 ± 12	10	382 ± 7	8	1,0 ± 0,3	3	4,13 ± 0,18	-	54,1 ± 3,8	92,5 ± 4,7	-
Л1	160	10	248 ± 11	8	431 ± 29	8	1,0 ± 0,3	3	4,20 ± 0,18	-	59,1 ± 3,6	102,6 ± 8,5	-
Л1	200	10	245 ± 12	8	415 ± 19	7	1,0 ± 0,3	3	4,08 ± 0,17	-	59,9 ± 4,0	101,7 ± 6,6	-
Л1	240	10	245 ± 7	7	425 ± 8	7	1,0 ± 0,3	3	4,19 ± 0,18	-	58,6 ± 3,1	101,4 ± 5,2	-
Л1	280	10	237 ± 13	7	444 ± 22	8	1,0 ± 0,3	3	4,11 ± 0,18	-	57,7 ± 4,0	108,1 ± 7,5	-
Л1	310	10	231 ± 4	7	431 ± 16	8	1,0 ± 0,3	3	4,08 ± 0,18	-	56,6 ± 2,6	105,8 ± 6,4	-
Л1	340	10	267 ± 8	8	445 ± 19	8	1,0 ± 0,3	3	4,05 ± 0,17	-	66,0 ± 3,4	110,0 ± 7,0	-
Л1	365	10	232 ± 14	8	440 ± 29	8	1,0 ± 0,3	3	4,12 ± 0,18	-	56,2 ± 4,2	106,7 ± 8,6	-
Л1	395	10	207 ± 12	7	458 ± 46	8	1,0 ± 0,3	3	4,17 ± 0,18	-	49,7 ± 3,6	109,9 ± 12,2	-
ПК1	415	10	217 ± 8	8	420 ± 14	8	1,0 ± 0,3	3	3,99 ± 0,17	-	54,3 ± 3,1	105,2 ± 6,1	-
ПК1	430	10	238 ± 4	7	433 ± 16	8	1,0 ± 0,3	3	4,22 ± 0,18	-	56,3 ± 2,6	102,6 ± 6,2	-
ПК1	465	10	221 ± 4	7	437 ± 16	8	1,0 ± 0,3	3	3,98 ± 0,17	-	55,4 ± 2,6	109,7 ± 6,6	-
ПК1	495	10	236 ± 3	7	506 ± 14	7	1,0 ± 0,3	3	4,47 ± 0,20	-	52,7 ± 2,4	113,1 ± 6,3	-
Л2	515	10	238 ± 5	7	454 ± 15	8	1,0 ± 0,3	3	4,01 ± 0,17	-	59,4 ± 2,9	113,2 ± 6,6	-
Л2	560	10	243 ± 6	7	481 ± 9	7	1,0 ± 0,3	3	3,97 ± 0,17	-	61,2 ± 3,0	121,2 ± 6,2	-
Л2	600	10	261 ± 5	8	492 ± 13	8	1,0 ± 0,3	3	4,13 ± 0,18	-	63,1 ± 3,0	119,0 ± 6,5	-
Л2	635	10	283 ± 11	8	539 ± 13	8	1,0 ± 0,3	3	4,02 ± 0,17	-	70,4 ± 4,1	134,2 ± 7,2	-
Л2	638	10	265 ± 11	8	487 ± 21	8	1,0 ± 0,3	3	3,86 ± 0,17	-	68,6 ± 4,1	126,4 ± 8,1	-
Л2	700	10	249 ± 10	8	491 ± 16	8	1,0 ± 0,3	3	4,03 ± 0,18	-	61,7 ± 3,6	121,6 ± 7,1	-
ПК2	730	10	319 ± 7	7	575 ± 8	8	1,0 ± 0,3	3	4,53 ± 0,20	-	70,3 ± 3,5	126,8 ± 6,4	-
Л3	785	10	297 ± 10	8	580 ± 28	8	1,0 ± 0,3	3	3,81 ± 0,16	-	77,9 ± 4,2	152,4 ± 10,3	-
Л3	820	10	311 ± 7	7	630 ± 25	8	1,0 ± 0,3	3	3,98 ± 0,17	-	78,1 ± 3,8	158,2 ± 9,9	-

Таблица 8. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Красногорское

Слой №	Глубина, см	²³⁸ U, Бк/кг	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг	Мощность бета дозы, Грей/т.л.	Мощность гамма дозы, Грей/т.л.
Л1	195	14 ± 4	43,6 ± 1,5	45,9 ± 0,6	597 ± 20	2,30 ± 0,05	1,33 ± 0,04
ПК1	440	30 ± 8	40,5 ± 0,7	46,3 ± 0,7	608 ± 12	2,27 ± 0,04	1,30 ± 0,03
ПК1	450	36 ± 8	37,3 ± 0,7	44,4 ± 0,8	620 ± 11	2,24 ± 0,04	1,27 ± 0,03
Л2	620	44 ± 10	40,1 ± 0,8	47,2 ± 0,9	650 ± 13	2,36 ± 0,04	1,35 ± 0,04
Л2	910	36 ± 9	39,0 ± 0,7	47,1 ± 0,9	623 ± 12	2,28 ± 0,04	1,32 ± 0,04
Л3	1030	46 ± 8	40,3 ± 0,6	47,7 ± 0,8	598 ± 11	2,23 ± 0,04	1,31 ± 0,04

Таблица 9. Результаты люминесцентного датирования отложений разреза Красногорское

Слой	Глубина, см	w.c., %	OSL De, Грей	аликвоты	pIRIR290 De, Грей	аликвоты	Мощность дозы по кварцу, Грей/т.л.	Мощность дозы по ПШ, Грей/т.л.	pIRIR возраст, т.л.н.	OSL возраст, т.л.н.
Л1	195	25	63,1 ± 2,9	16	-		2,4 ± 0,1	3,4 ± 0,1	25,4 ± 1,6	
ПК1	440	25	96,7 ± 4,6	17	-		2,4 ± 0,1	3,3 ± 0,1	39,6 ± 2,6	
ПК1	450	25	112,0 ± 10,0	15	172,5 ± 12,9	8	2,4 ± 0,1	3,3 ± 0,1	46,6 ± 4,6	47,8 ± 6,0
Л2	620	25	122,6 ± 14,3	16	178,8 ± 8,9	7	2,5 ± 0,1	3,4 ± 0,1	48,4 ± 3,3	50,1 ± 6,8
Л3	910	25	-		459,3 ± 13,6	10	2,6 ± 0,1	3,6 ± 0,1		127,5 ± 7,0
Л3	1030	25	-		533,3 ± 199,0	8	2,6 ± 0,1	3,5 ± 0,1		149,3 ± 9,0

Таблица 10. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Ключи

Слой №	Глубина, см	²³⁸ U, Бк/кг	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг	Мощность бета дозы, Грей/т.л.	Мощность гамма дозы, Грей/т.л.
2 доп	210	33 ± 12	34,2 ± 0,7	45,9 ± 0,7	521 ± 12	2,28 ± 0,03	1,30 ± 0,03
1	15	37 ± 11	39,9 ± 0,7	34,5 ± 0,9	550 ± 11	2,37 ± 0,04	1,35 ± 0,03
2	95	35 ± 10	37,7 ± 0,5	38,2 ± 1,0	491 ± 17	2,31 ± 0,03	1,31 ± 0,03
2	115	33 ± 9	35,8 ± 0,9	42,8 ± 0,9	544 ± 18	2,27 ± 0,04	1,32 ± 0,04
3	160	36 ± 9	28,4 ± 0,8	38,2 ± 0,9	533 ± 13	2,28 ± 0,03	1,29 ± 0,03
4	310	36 ± 15	23,6 ± 0,7	28,9 ± 0,8	461 ± 12	2,33 ± 0,04	1,33 ± 0,04
4	370	29 ± 12	37,5 ± 0,6	33,2 ± 0,7	533 ± 15	2,37 ± 0,03	1,35 ± 0,04
5	530	34 ± 11	36,1 ± 0,8	37,6 ± 0,9	500 ± 10	2,23 ± 0,04	1,31 ± 0,04

Таблица 11. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Ключи

Слой	Глубина, см	w.c., %	OSL De, Грей	Аликвоты	Мощность дозы по кварцу, Грей/т.л.	OSL возраст, т.л.н.
2 доп	210	10	33,3 ± 1,5	18	2,2 ± 0,1	15,2 ± 1,0
1	15	10	50,0 ± 2,2	18	2,4 ± 0,1	20,7 ± 1,6
2	95	10	51,7 ± 2,3	18	2,5 ± 0,1	20,4 ± 1,3
2	115	10	56,1 ± 1,9	18	2,7 ± 0,1	20,5 ± 1,1
3	160	10	54,9 ± 3,0	18	2,5 ± 0,1	21,5 ± 1,1
4	310	10	60,1 ± 2,6	18	2,1 ± 0,1	29,1 ± 2,4
4	370	10	68,3 ± 2,7	18	2,2 ± 0,1	30,9 ± 3,5
5	530	10	105,0 ± 4,5	18	2,3 ± 0,1	45,6 ± 3,7