Министерство образования и науки РФ Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Иркутский государственный университет» (ФГБОУ ВО «ИГУ»)

На правах рукописи

P

АДНАН Аль Хамуд

КАЙНОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ФЛАНГАХ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И В СЕЛЕНГИНО-ВИТИМСКОМ ПРОГИБЕ

Специальности: 25.00.06 – Литология 25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого–минералогических наук, профессор Рассказов Сергей Васильевич

содержание

| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
|--|----------|
| ГЛАВА 1. ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ | 8 |
| 1.1. Южное побережье оз. Байкал – Танхойская тектоническая ступень | 8 |
| 1.2. Северо-западное побережье оз. Байкал – палеодолина Пра-Манзурки | 9 |
| 1.3. Западное Забайкалье | 17 |
| ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ | 20 |
| ГЛАВА 3. СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. БАЙКАЛ И В СЕЛЕНГИНО-ВИТИМСКОМ ПРОГИБЕ 3.1. Южное побережье оз. Байкал | 25 25 |
| 3.2 Севепо-запалное побележье оз Байкал | 26 |
| 3.3. Западное Забайгалье | 20 |
| ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ | 29 20 |
| 4.1.1 анхоиская тектоническая ступень | 29 |
| 4.1.2. По по поставители с порный разрез | 29 ((|
| 4.1.2. Половинкинскии опорныи разрез – гипостратотип танхоиской свиты | 00 70 |
| 4.1.3. Дулихинский опорный разрез | 70 |
| 4.1.4. Аносовский опорный разрез | 72 |
| 4.2. Палеодолина Пра-Манзурки – опорный разрез Косая Степь-3 | 83 |
| 4.3. Витимское плоскогорье | 106 |
| ГЛАВА 5. СИНТЕЗ | 129 |
| 5.1. Общая схема корреляции кайнозойских стратонов Южного Байкала и Западного Забайкалья | 129 |
| 5.2. Осадконакопление на Танхойской тектонической ступени в эоцене–начале плиоцена как составляющей Селенгино-Витимского прогиба | 132 |
| 5.3. Переход от раннего Байкальского этапа осадконакопления к позднему Байкальскому этапу на флангах Южно-Байкальской впадины | 136 |
| 5.4. Поздний Байкальский этап осадконакопления на флангах Южно-Байкальской впадины – образование глубокого Байкала | 141 |
| 5.5. Сравнительный анализ литогеохимических характеристик осадочных отложений по латерали Южного Байкала | 144 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 156 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ | 158 |
| ПРИЛОЖЕНИЯ | 169 |

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. История формирования впадин оз. Байкал и суходольных впадин слабо обоснована из-за Байкальской рифтовой зоны фрагментарности имеюшейся геологической информации. По представлениям Н.А. Логачева [Логачев, 1974, 2003; Logachev, 2001], Байкальская рифтовая зона развивалась от Южно-Байкальской впадины к ее югозападному и северо-восточному окончаниям, начиная с палеоцена. Предполагалось, что палеоценовые слои залегают ниже эоцен-олигоценовой части разреза, вскрытой в 1950-х гг. скважиной Степной Дворец в дельте р. Селенга на глубинах 2550-3100 м [Замараев, Самсонов, 1959]. В береговых обнажениях и скважинах Южного Байкала палеоценовых отложений до сих пор не известно, хотя пограничные слои мела-палеогена распространены на обоих флангах Байкальской рифтовой зоны, в Селенгино-Витимском и Предбайкальском прогибах, в которых седиментация началась приблизительно в одно время – в кампане-маастрихте [Логачев, 1974; Логачев и др., 1964; Павлов и др., 1976; Рассказов и др., 2007].

В мелу и палеогене между прогибами, на месте современной Южно-Байкальской впадины, могло находиться поднятие, относительно которого прогибы изначально оформились как фланговые предгорные тектонические структуры (рис. 0.1). Актуальность работы определяется необходимостью выяснения роли мел-палеогенового Южно-Байкальского поднятия и определения характера развития неоген-четвертичных поднятий и впадин на основе анализа литостратиграфических комплексов.

Рис. 0.1. Схема реконструкции основных морфоструктур мелпалеогенового рельефа на юге Восточной Сибири [Рассказов, Коломиец, Будаев, Чувашова, Аль Хамуд и др., 2021]. Для ориентировки черной штриховой линией показан контур современного оз. Байкал. Районы исследований: Селенгино-Витимский прогиб и фланги Южно-Байкальской впадины (ТТС – Танхойская тектоническая ступень, ПДПМ палеодолина Пра-Манзурки).



Цель исследования – установить характер тектонического развития флангов Южно-Байкальской впадины в соотношении с развитием Селенгино-Витимского прогиба.

Основные задачи:

1. Провести литолого-фациальные, биостратиграфические, гранулометрические и минералогические исследования кайнозойских осадочных отложений на побережье Южного Байкала (на Танхойской тектонической ступени южного побережья и в палеодолине Пра-Манзурки – северо-западного) и в Селенгино-Витимском прогибе.

2. Определить возраст стратонов по результатам палинологического анализа осадочных отложений.

3. Провести корреляцию осадочных отложений побережья оз. Байкал с отложениями Селенгино-Витимского прогиба.

4. Определить главный рубеж структурной перестройки Южно-Байкальской впадины, которая привела к образованию современного глубокого Байкала.

5. Выполнить сравнительный анализ геохимических характеристик осадочных отложений по латерали Южного Байкала.

Научная новизна. На Танхойской тектонической ступени впервые охарактеризованы эоценовые и олигоценовые отложения мишихинской толщи на южном побережья оз. Байкал и охарактеризован полный разрез осадочных стратонов с эоцена до плейстоцена. Возраст изученных стратонов опорного Мишихинского разреза обоснован спорово-пыльцевыми спектрами, которые отнесены к трем палинозонам: I – эоцена–олигоцена, II – раннего-среднего миоцена и III – позднего миоцена-начала плиоцена. Отложения мишихинской толщи скоррелированы с отложениями иренгинской и кулариктинской свит Селенгино-Витимского прогиба. Обоснована новая гипотеза развития новейшей структуры юга Восточной Сибири, в которой неоген-четвертичному этапу развития впадин и поднятий Байкальской рифтовой зоны предшествовало мел-палеогеновое Южно-Байкальское поднятие с развитием Предбайкальского и Селенгино-Витимского периферических прогибов. На южном побережье Байкала, в опорном Мишихинском разрезе, впервые для Байкальской рифтовой зоны обнаружено опрокинутое залегание эоцен-нижнеплиоценовой толщи и сделан вывод о проявлении существенных тектонических движений в начале плиоцена. На северном побережье Байкала, в палеодолине Пра-Манзурки, впервые идентифицированы нижнеплиоценовые отложения, обозначившие вероятное начало стока из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурки в начале плиоцена.

Практическая значимость. Полученные новые данные о строении нижней части разреза Танхойской тектонической ступени составляют литолого-стратиграфическую и палеонтологическую основу для выделения нового (мишихинского) стратона конца эоцена–

4

олигоцена, который может быть введен в серийную легенду карт в качестве местного стратиграфического подразделения.

Фактический материал и методы исследования. При полевых работах отобрано более 500 образцов. Гранулометрический анализ осадочных отложений проводился в лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Гранулометрический состав глинистых отложений определялся методом пипетки в лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН. Минералы легкой и тяжелой фракций определялись также в этой лаборатории. Для изучения минералогических составов глинистых фракций использован комплекс методов (рентгенофазовый анализ в ИЗК СО РАН и электронно-микроскопический в ЛИН СО РАН). Определения петрогенных оксидов в породах выполнены в ИЗК СО РАН методом «мокрой химии». Микроэлементный состав пород определен методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП МС) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500c в ЦКП Микроанализ (ЛИН СО РАН). Спорово-пыльцевые спектры отложений разреза определялись в биостратиграфической лаборатории ВГУ и в лабораториях геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН и экологической геохимии и эволюции геосистем ИГХ СО РАН. Состав диатомовых водорослей изучался на световом микроскопе и сканирующем электронном микроскопе ЛИН СО РАН. Фотографии шлифов выполнены с использованием микроскопа в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Для обработки данных палинологического анализа и химического состава пород применен факторный анализ с использованием программы Statistica 12.

Личный вклад автора. Автор участвовал в полевых работах 2016–2019 гг. на северозападном и южном побережье Байкала, составил опорные разрезы: Мишихинский, Дулихинский, Аносовский и разрез Косая Степь-3, осуществлял подготовку образцов для литологических и геохимический исследований, проводил гранулометрический анализ осадочных отложений и обобщал фактические материалы. Занимался пробоподготовкой и обработкой материалов по осадочным отложениям Селенгино-Витимского прогиба. Кроме того, автор участвовал в полевых работах в Тункинской и Баргузинской долинах, проводил общую корреляцию стратонов территорий и сопоставление литогеохимических данных, полученных по разновозрастным осадочным породам центральной части Байкальской рифтовой системы.

Достоверность результатов работы. Фактический материал представлен результатами гранулометрического анализа, определениями микроэлементов и состава петрогенных оксидов проб. Также был проведен рентгенофазовый анализ и определения минералов легкой и тяжелой фракций. Получены новые палинологические данные. Для получения достоверных результатов исследования проводились с использованием современных методик пробоподготовки и

высокоточных, аттестованных аналитических методов в центрах коллективного пользования ЛИН СО РАН (г. Иркутск) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Гранулометрический анализ проведен в специализированной лаборатории ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Палинологические определения проводились по стандартным методикам в ФГБОУ Воронежского государственного университета (г. Воронеж), ИЗК СО РАН (г. Иркутск) и ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова (г. Иркутск).

Защищаемые положения.

1. Впадины Западного Забайкалья, заполненные осадочными отложениями, распространялись от осевой части Селенгино-Витимского прогиба до краевой Танхойской тектонической ступени будущей Южно-Байкальской впадины начиная с эоцена.

2. Глубокая озерная Южно-Байкальская впадина образовалась после раннеплиоценовой структурной перестройки, в результате которой на ее южном фланге были опрокинуты эоценнижнеплиоценовые слои и на северо-западном фланге начался Ленский сток из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурки.

3. Источники осадочного материала в Западном Забайкалье последовательно менялись в течение олигоцена и миоцена, а в палеодолинах восточной и западной частей Танхойской тектонической ступени оставались постоянными в течение эоцена-миоцена. После раннеплиоценовой структурной перестройки в составе осадочного материала восточной части тектонической ступени и палеодолины Пра-Манзурки преобладал материал дезинтегрированных юрско-меловых отложений.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований, положенные в основу диссертационной работы, докладывались на конференциях: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2016), научной конференции студентов и молодых ученых по наукам о Земле (ИГУ, Иркутск, 2016), Всероссийских молодежных конференциях «Строение литосферы и геодинамика» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2017, 2019), Всероссийской научно-технической конференции с международным участием «Геонауки 2018: Актуальные проблемы изучения недр», посвященной памяти профессора В.Д. Маца (Иркутск, ИРНИТУ, 2018), XII Российскомонгольской международной конференции (Иркутск, 2018), Всероссийском литологическом совещании "Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей" (КФУ, Казань, 2019), Всероссийском симпозиуме с международным участием, посвященном 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2019), Четвертой международной конференции по палеолимнологии, Седьмой Верещагинской Байкальской конференции (ЛИН СО РАН, Иркутск, 2020) и Всероссийской конференции «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы», посвященной памяти профессора С.И. Шермана (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2021). По теме диссертации опубликовано 25 работ, из них 5 статей в рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы 121 наименований и 4 приложений. Работа содержит 186 страниц текста и 75 рисунков.

Благодарности. Работа выполнена на кафедре динамической геологии ИГУ в Совместной лаборатории современных методов исследований в динамической и инженерной геологии ИГУ и ИЗК СО РАН. Автор выражает глубокую и искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н., профессору С.В. Рассказову, а также И.С. Чувашовой (ИЗК СО РАН, ИГУ) за предоставленные материалы и обсуждение полученных результатов; В.Л. Коломийцу, Р.Ц. Будаеву (ГИН СО РАН) за предоставленные материалы и обсуждение полученных результатов гранулометрического анализа; Т.А. Ясныгиной и М.Е. Марковой (ИЗК СО РАН) за выполненные аналитические определения микроэлементов в породах методом ИСП-МС; Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко (ИЗК СО РАН) за выполненные аналитические определения петрогенных оксидов в породах; палинологам Н.В. Кулагиной (ИЗК СО РАН), С.А. Решетовой (ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова) и Т.Ф. Трегуб (ФГБОУ ВО) за выполненные анализы спор и пыльцы; В.В. Акуловой и М.Н. Рубцовой (ИЗК СО РАН) за выполненные рентгенометрические анализы и определения гранулометрического состава глинистых отложений; Е.Г. Поляковой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за определения минералов легкой и тяжелой фракций, М.В. Усольцевой (ЛИН СО РАН) и А. Хассану (ИЗК СО РАН) за результаты диатомового анализа. Работы выполнены при частичном финансировании грантом РФФИ № 18-35-00417 мол а. Автор благодарит д.г.-м.н., профессора А.Ю. Казанского и кгмн. А.С. Тесакова за подробный анализ работы и критические замечания, способствовавшие улучшению содержания диссертации.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Южное побережье оз. Байкал – Танхойская тектоническая ступень

Изучение геологии и стратиграфии южного побережья оз. Байкал имеет длительную историю. Во второй половине 19-го и первой половине 20-го столетия угленосные отложения отмечались и изучались на этой территории Н. Меглицким, А. Чекановским, И.Д. Черским, В.К. Яковлевым, Л.С. Петровым, Г.Е. Рябухиным и Е.С. Рамельмейер. В 1950-х гг. Г.Г. Мартинсоном была определена малакофауна из нижних песчано-глинистых слоев в долине р. Переемная, датированная им средним миоценом-плиоценом. Такой же возраст осадочных стратонов был определен М.А. Седова для разнофациальных отложений Танхойской тектонической ступени по спорово-пыльцевым комплексам. Во впадинах байкальского типа Н.А. Логачевым были выделены угленосная и охристая свиты. Позже для этих свит были утверждены стратотипы в районе ст. Танхой (под названием «танхойская свита») и в долине р. Аносовка (под названием «аносовская свита») [Решения..., 1981].. Проведены литологические исследования пород вдоль всей тектонической ступени [Мазилов и др.,1972].

В.М. Климановой по палинологическим спектрам различались слои нижнего-среднего миоцена танхойской свиты и вышележащие средне-верхнеплиоценовые слои аносовской свиты. К основанию разреза относилась «контактная пачка синих глин», впервые отмеченная в 1931 г. Ю.М. Шейнманном. Танхойская свита была подразделена на нижнюю (олигоценнижнемиоценовую), среднюю и верхнюю (миоценовые) подсвиты [Решения..., 1981]. Нижний возрастной предел отложений танхойской свиты южного побережья оз. Байкал не опускался ниже середины олигоцена, верхний – не поднимался выше первой половины плиоцена. Разрез аносовской свиты в долине р. Аносовка по увеличению в палинокомплексах количества мезоксерофитов пыльцы травянистых при незначительном содержании пыльцы широколиственных теплоумеренных относился к среднему-верхнему плиоцену. Верхняя граница аносовского стратона поднималась в эоплейстоцен [Логачев, 1974].

В работе [Рассказов и др., 2014] вслед за работами Н.А. Логачева [1958, 1974, 2003] предполагалось накопление миоцен-нижнеплиоценовых толщ Танхойской тектонической ступени в связи с образованием Южно-Байкальской впадины. Угленосная (танхойская) свита и охристая (аносовская) свита в южнобайкальском типе разреза на территории распространения аносовской свиты в западной части Танхойской тектонической ступени, однако, были признаны В.Д. Мацем и др. [2001] как не соответствующие принятым для нее возрастным границам. В нижней части обнажения стратотипа аносовской свиты на р. Аносовка был отмечен слой, который по содержащимся спорам и пыльце был отнесен к верхнему миоцену. Какая-либо

документация Аносовского разреза, однако, не была представлена. Предлагалось упразднить название «аносовская свита» и использовать новое название «шанхаихинская свита», для которой принимался стратотип в междуречье Шанхаиха-Аносовка в возрастном интервале, который принимался прежде для аносовской свиты. Несмотря на заключение В.Д. Маца, название «аносовская свита» до сих пор используется в легендах всех изданных государственных геологических карт.

В западной части Танхойской тектонической ступени отложения описывались как «аносовская» или «охристая» толща и помещалась стратиграфически выше танхойской [Решения..., 1981; Базаров, 1986]. Здесь была дополнительно выделена осиновская свита со стратотипом, охарактеризованным по р. Осиновка-Кедровая. Возраст этой свиты сопоставлялся с возрастом танхойской свиты. Предполагалось, что Мишихинско-Клюевская речная палеодолина заложилась на рубеже олигоцена-миоцена¹ (или в раннем миоцене), а Осиновская - на рубеже раннего-среднего миоцена [Рассказов и др., 2014]. В сущности, известные типы разрезов танхойской свиты, насыщенные прослоями углей (танхойский тип, озерно-болотная фация и мишихинско-клюевский тип, аллювиальная фация), замеченная Г.Б. Пальшиным [1955], дополнялись осиновским аллювиальным типом разреза без угольных прослоев (или с редкими тонкими прослоями). В связи с этим название «осиновская свита» используется для обозначения аллювиального стратона, в целом одновозрастного танхойской (озерно-болотной, угленосной) свите, но не содержащего угольных прослоев. Этот стратон, в отличие от обозначал аллювиальные отложения, танхойской свиты, накопившиеся в условиях сравнительно глубокого эрозионного расчленения рельефа. Исхоля ИЗ всех биостратиграфических данных на основе материалов по малакофауне было также предложено относить танхойскую свиту к верхнему олигоцену–нижнему-среднему плиоцену [Мац, 1985], а позже – к верхнему олигоцену-верхнему миоцену при датировании осиновской свиты миоценом-нижним плиоценом [Мац и др., 2001].

1.2. Северо-западное побережье оз. Байкал – палеодолина Пра-Манзурки

Древние палеодолины Предбайкалья изучались с 19-го столетия. Исторический обзор работ по древним палеодолинам территории выстраивается в настоящем разделе по принципу начального обоснования новых геологически-значимых выводов, которые подтверждались в последующих работах.

9

¹ По результатам выполненного исследования Мишихинско-Клюевская палеодолина заложилась раньше (в эоцене).

Начальные высказывания о древних палеодолинах А.Л. Чекановского, А.С. Кульчицкого, Н.В. Думитрашко, Е.В. Павловского, Н.В. Фроловой и других геологовпервопроходцев воспринимаются в настоящее время как предположения общего характера, имевшие, тем не менее, основополагающе значение для постановки задач по изучению аллювия. В одной из ранних работ [Павловский, Фролова, 1941] аллювий связывался с формированием «мощной речной сети» после юрских угленосных отложений, накопившихся в результате мезозойско-кайнозойских движений земной коры. Был описан древний аллювий, представленный у дер. Манзурка разнозернистыми желтыми полимиктовыми песками с прослоями и линзами серых вязких глин. В составе гальки отмечены исключительно изверженные и метаморфические породы докембрия местного происхождения.

Систематическое изучение аллювия палеодолины Пра-Манзурки (получившего название «манзурский аллювий») было положено монографией Н.А. Логачева и др. [1964, с. 102], в которой аллювий определялся как «многократное переслаивание или линзование галечников и песков, среди которых лишь изредка встречаются тонкие прослои светлых каолинитгидрослюдистых глин».

Обращалось внимание на преобладание в галечниках гальки среднего и мелкого размера и хорошую окатаность галечникового материал, что свидетельствовало о длительности переноса обломков эффузивных и вулканокластических пород Западного Прибайкалья. Указывался их вероятный источник – грубообломочные юрские отложения верховьев рек Голоустной и Ушаковки. Отмечались обломки юрского песчаника с углефицированными растительными остатками.

В строении разреза отмечалось два типа макрослоистости – параллельный и линзовидный (косой). Подчеркивалась хорошая отмытость разнозернистых песков от глинистых частиц. На примере разреза скважины у с. Кайзеран обосновывалась гипотеза об однонаправленном изменении гранулометрического состава отложений снизу вверх.

К доманзурскому относился аллювий низких террас, захороненных под толщей манзурского аллювия близ с. Подток. Отмечалась высокое химическое выветривание осадочного материала слоя 3 древнего аллювия, ярко окрашенного в красный цвет. По обилию пыльцы травянистых растений (особенно Artemisia sp.) древний аллювий относился палинологом В.М. Климановой к красноцветной формации верхнего неогена. По споровопыльцевым спектрам манзурского аллювия в сопоставлении со спектрами слоя 3 разреза у с. Подток предполагалось общее изменение климата в сторону увлажнения, которое привело к замещению степных и лесостепных ландшафтов на лесные, формировавшихся в умеренноклиматических условиях. Аллювиальный манзурский стратон теплых помешался стратиграфически выше красноцветной формации и ниже фаунистически охарактеризованного

(корбикулами и остатками млекопитающих, соответствующих тираспольскому комплексу фауны) ангинского аллювия нижнего плейстоцена².

За монографией Н.А. Логачева и др. [1964] последовала еще серия работ по изучению осадочного наполнения древних палеодолин Ангаро-Ленского междуречья в середине 1970-х годов [Попова, 1968; Логачев, 1974; Адаменко и др., 1975; Павлов и др., 1976; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Лопатин, Томилов, 1977; и др.] и в последующие годы [Адаменко и др., 1980; Попова, 1981; Белова, 1985; Кононов, Мац, 1986; Трофимов и др., 1995; Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 2005; Лопатин, 2016; и др.].

Манзурская свита Предбайкальского прогиба сопоставлялась в широком смысле с охристой молассой межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны и мощными аллювиальными накоплениями в погребенных тальвегах бассейна р. Селенги [Логачев, 1974]. В Предбайкальском прогибе, охарактеризованном в работе [Замараев и др., 1976], манзурская свита рассматривалась как стратиграфическая единица, венчающая разрез осадочных пород конца мезозоя и всего кайнозоя, накопившихся в локальных впадинах [Павлов и др., 1976].

В обстоятельных работах по разрезам осадочных толщ [Адаменко, 1975; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980] были приведены результаты изучения многочисленных богатых местонахождений руководящих форм ископаемой фауны мелких млекопитающих. В первых трех публикациях намечалась некоторая асинхронность манзурского и ангинского аллювия, в четвертой говорилось о синхронности свит: «...ангинская свита в полном объеме датируется верхним плиоценом и является стратиграфическим аналогом манзурской свиты» (по схеме МСК) [Адаменко и др., 1980; с. 89–90]. Это соответствует оценке возрастного интервала от 3.3 до 0.7 млн лет. По схеме ГИН АН СССР свиты датировались верхней половиной нижнего и средним зоплейстоценом. Наиболее древний возраст отложений основания манзурского аллювия определен как верхнеплиоценовый (вторая половина хапровского времени) по находке в линзах глинистого гравия разреза Самодурово фауны мел-

 $^{^2}$ В 1960-1970-х гг. использовалось 2 схемы стратиграфии: схема МСК и схема ГИН АН СССР. По схеме МСК принимался рубеж четвертичной системы и плиоцена 0.7 млн лет (граница ярусов Апшерон и Баку). В схеме ГИН АН СССР это время соответствовало рубежу среднего-верхнего плейстоцена (таманского и тираспольского фаунистических комплексов. Тираспольский комплекс характеризовался начальным плейстоценовым похолоданием, во время которого вымерло большинство животных таманского комплекса. По схеме МСК принимался рубеж среднего и верхнего плиоцена 3.3 млн лет. В схеме ГИН АН СССР этот рубеж соответствовало рубежу антропогена и плиоцена. Верхний плиоцен схемы МСК (плейстоцен схемы ГИН АН СССР) подразделялся на ярусы Акчагыл и Апшерон с границей около 2 млн лет. В схеме ГИН АН СССР более древний ярус (Акчагыл) характеризовался фаунистическими комплексами хапровским и молдавским (верхней частью), более молодой ярус Апшерон – таманским фаунистическим комплексом. В среднем плиоцене стратиграфически ниже молдавского фаунистического комплекса обозначался гиппарионовый фаунистическим комплекс. Корреляция разновозрастных слоев аллювия древних палеодолин Предбайкалья с применением обеих схем приведена на рис. 5 в статье [Гнибиденко, Адаменко, 1976]. Позже соотношение разных схем стратиграфии обсуждалось на примере Европейской части СССР [Никифорова, Александрова, 1987].

ких млекопитающих – представителей родов V illania и Mimomys, в незначительном количестве – виды рода Ochotona и Cleitrionomys cf. Rutilis [Адаменко и др. 1980].

При сопоставлении данных, полученных для отложений аносовской свиты Танхойской тектонической ступени на южном берегу Байкала и данных по манзурскому аллювию [Адаменко и др., 1975] палинологом В.А. Беловой были выделены три палинологических комплекса: 1) пыльца тсуги, пихты, ели, ореха, граба, лещины, липы, 2) пыльца смешанных хвойно-широколиственных лесов с большим количеством травянистых степных форм и 3) пыльца хвойных с участием широколиственных элементов. Первый спорово-пыльцевой комплекс был отнесен к первой половине среднего плиоцена и связывался с поднятием территории с середины среднего плиоцена до кульминации в середине верхнего плиоцена. Второй комплекс сопоставлялся с комплексом манзурского аллювия на северо-западном побережье Байкала. Третий обозначал переходный этап от манзурского к ангинскому аллювию. Позже нижняя часть разреза по р. Аносовке, включающая горизонт синих глин, была отнесена к верхнему миоцену [Мац и др., 2001].

Так же как в монографии [Логачев и др., 1964], в этих работах подчеркивалось резкое отличие палинологических комплексов манзурского аллювия от комплексов подстилающих отложений. Однако, если Н.А. Логачев предполагал общее изменение климата от сухого (доманзурского времени) к влажному (манзурского времени) с замещением степных и лесостепных ландшафтов на лесные, В.А. Белова связывала образование манзурского аллювия с условиями похолодания относительно обстановки более теплого палеоклимата, в котором накопились подстилающие отложения. В.А. Белова охарактеризовала комплекс спор и пыльцы доманзурских (нижнеплиоценовых) отложений байшинской свиты в бассейне р. Манзурки близ дер. Алано-Болтай и в других местонахождениях этой свиты Ангаро-Ленской провинции. Она подчеркивала внешнее отличие байшинских отложений от манзурских как буровато-коричневых делювиальных глин и песков. Приведенный ее список спор и пыльцы не содержит доминант; в субдоминантах находятся Alnus, Picea, Abies; в сопутствующих формах – Tsuga sp., Pinus silvestris, Corilus sp., Juglans sp., Tilia sp., Caria sp., Salix sp., Ephedra sp., Graminae, Chenopodiaceae.

Среднеплиоценовых отложений в Ангаро-Ленской провинции В.А. Беловой не выделялось. Ею характеризовались палинологические спектры верхнеплиоценовых отложений подтокской, манзурской и ангинской свит. Приведенные данные подтверждали разновозрастность отложений манзурского аллювия, установленную по ископаемой фауне мелких млекопитающих [Адаменко, 1975; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980]. В долине р. Манзурки у с. Самодурово в косослоистых галечниках с линзами глинистого гравия были определены спорово-пыльцевые спектры с доминирующей пыльцой *Artemisia*, субдоминантами пыльцы Pinus silvestris и сопутствующими Chenopodiaceae, Leguminosae, Compositae, а также Belula sect. Albae, Ulmus, Ilex. Она писала о том, что в разрезе между селами Бурхай и Мал. Голоустное спорово-пыльцевой комплекс из голубовато-серых глин с песком в основании манзурского аллювия доминирует Artemisia, субдоминируют Pinus silvestris, Betula sect. Albae, сопутствуют Compositae, Chenopodiaceae, Leguminosae, Gramineae, Ilex, Ulmus, Quercus. Спорово-пыльцевые спектры из вышележащих гравелистых песков имеют более мезофитный состав доминанты Pinus silvestris; субдоминантов Artemisia, Gramineae, Betula sect. Albae, сопутствующих Pinus sibirica, Picea sp., Tsuga sp., Tilia sp., Ulmus sp., Ilex sp. Близкие по составу спорово-пыльцевые спектры выделялись В.А. Беловой в разрезе Косая Степь-1 из нижних глин с песком с сопутствующими мезофитными Tsuga sp., Juglans sp., Corylus sp., Picea sect. Omorica. В горизонтально-слоистых песках верхней части разреза определены обедненные спорово-пыльцевые спектры пыльцы Pinus silvestris, Betula sect. Albae, Artemisia sp., Leguminosae, Rosaceae, Chenopodiaceae.

В.А. Белова [1985] пришла к выводу о том, что спектры раннего плиоцена (байшинская свита) обозначают смешанный состав пыльцы растений мезофитных н ксеромезофнтных местообитаний теплоумеренной зоны. Для спектров позднего плиоцена характерны споровопыльцевые спектры с пыльцой растений ксеромезофитных местообитаний полусаванностепного облика (подтокское время). Более поздний аллювий манзурской свиты (вторая половина хапровского времени) содержит пыльцу и споры растений ксеромезофитных местообитаний ксеромезофитных содержит пыльцу и споры растений ксеромезофитных местообитаний бореального типа.

В целом, в 1970–1980-х гг. сложилось представление о верхнеплиоценовомнижнеплейстоценовом (по современной международной хроностратиграфической шкале) возрасте аллювия древних палеодолин Ангаро-Ленского междуречья, основанное на ископаемой фауне мелких млекопитающих и спорово-пыльцевых комплексах. Это заключение было дополнено соответствующей систематикой малакофауны [Попова, 1968, 1981] и определением обратной намагниченности хрона Matuyama для красноцветных отложений Подтокского опорного разреза (подтокской свиты), а также прямой и обратной намагниченности ангинского аллювия. Допускалась интерпретация прямой намагниченности стратиграфически ниже слоев с обратной намагниченностью как показатель хрона Гаусс [Гнибиденко, Адаменко, 1976]. В современной хроностратиграфической шкале окончание этого палеомагнитного хрона имеет возраст 2.595 млн лет [Global..., 2016].

По результатам исследования гранулометрического состава манзурской толщи с использованием формул палеопотамологического анализа сделан вывод о накоплении аллювия в крупной реке полугорного типа с нарастанием водонасыщенности вниз по течению Пра-Манзурки, от дер. Б. Голоустное на берегу Байкала к пос. Качуг на берегу р. Лены [Трофимов,

13

1990]. Этот вывод распространялся на все время накопления констративного аллювия Пра-Манзурки. Конкретные данные по разновозрастным стратиграфическим единицам, установленным в разрезах, в короткой заметке не представлялись.

В начале 1990-х гг. была предпринята еще одна попытка уточнить возраст манзурского аллювия посредством термолюминисцентного (TL) датирования (аналитик О.А. Куликов), которое проводилось для проб осадочных отложений, отобранных на всем протяжении долины Пра-Манзурки с параллельными определениями спор и пыльцы (палинологи Е.М. Малаева и Н.В. Кулагина). В ангинском аллювии дополнительно изучалась малакофауна (О.М. Попова, И.В. Шибанова). В препринте [Трофимов и др., 1995] стратиграфия отложений была рассмотрена в разделах «Плиоценовые горизонты манзурского аллювия», «Плиоценовый горизонт ангинского аллювия» и «Плейстоценовые горизонты манзурского аллювия». Приведенные палинологические данные и данные о малакофауне в целом подтвердили выводы о полихронности манзурских отложений, сделанные в предшествующих работах [Логачев и др., 1964; Попова, 1968, 1981; Адаменко, 1975; Гнибиденко, Адаменко, 1976; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980; Белова, 1985]. Новым результатом этой работы было обоснование находки относительно древних (нижне-среднеплиоценовых) отложений в двух разрезах среднего течения р. Бугульдейки. Один разрез находился ниже, другой – выше по течению реки относительно дер. Косая Степь, соответственно, в карьерах на северной окраине дер. Турунга и на левом борту долины р. Бугульдейки, ниже впадения рч. Бильчетуй.

В первом местонахождении авторами препринта наблюдалось 10-метровое обнажение песчано-галечного материала, грубогоризонтально-слоистого, с прослоями отмытого белесого песка и гравия, во втором – чередование слоев песчано-гравийного и песчано-гравийно-галечного состава. В прослоях отмечалась хорошо выраженная косая слоистость. На глубинах 6.0–6.5 м 12.0–12.5 м были обнаружены валуны. В разрезе встречены «окатыши» серой глины. Наблюдалась неровная граница песков, налегающих на суглинок плотный пестроокрашенный (серый, буровато-серый, коричневый), полосато-ожелезненный и переходящий в желтовато-бурый песок с пятнами ожелезнения.

В первом местонахождении среднего течения р. Бугульдейки из однородной грубообломочной пачки (интервал от 3 до 13 м) было отобрано 7 проб, из которых извлекалось от 286 до 459 зерен, принадлежащих 26 таксонам: Taxaceae (Juniperus?), Tsuga sp. (1,2), Cedrus, Abies, Picea sect. Omorica, P. sect. Eupicea, Larix, Pinus s/g Haploxylon, P. s/g Diploxylon (gen.1,2), Betula sp. (1,2,3), Alnus, Alnaster, Salix, Corylus sp. (1,2), Ulmus sp. (1,2), Tilia, Carpinus, Pterocarya sp. (1,2), Ostrya, Juglans (sp.1,2), Fraxinus, Euoaumys, Sambucus, Diervilla, Lonicera sp. (1,2), Ilex, Myrica, Rhododendron. Во втором местонахождении изучался материал 3-х проб с содержаниями от 438 до 562 зерен из нижнего горизонта суглинка (глубина 15.0–15.1 м), которые были отнесены к 16 родам: Tsuga sp. (1,2),

Abies, Picea sect. Omorica, P. sect. Eupicea, Larix, Pinus s/g Haploxylon, P. s/g Diploxylon gen. (1,2), Betula sp. (1,2,3), Alnus, Salix, Corylus, Pterocarya, Juglans, Ulmus, Tilia, Fraxinus, Acer, Sambucus. Пыльца травянистых растений развита не значительно. В том числе, отсутствует Artemisia sp. (полынь), которая в значительном количестве отмечалась в палинологических спектрах из манзурского аллювия [Логачев и др., 1964; Белова, 1985].

Увеличение разнообразия пыльцы за счет большего количества таксонов широколиственных и экзотических видов покрытосеменных растений в первом местонахождении объяснялось другой фациальной принадлежностью отложений. В этих определениях подчеркивалась основная роль в пыльцевом комплексе пыльцы Tsuga+Abies+Picea+Pinus s/g Haploxylon. Во втором местонахождении обнаружен Acer, отсутствующий в первом. В сущности, такие же таксоны выделялись прежде из нижних глин с песком в разрезе Косая Степь-1 [Белова, 1985].

Из сопоставления охарактеризованной раннеманзурской флоры с миоценовой пыльцевой флорой баяндайской свиты Предбайкальского прогиба и плиоценовой флорой горных районов Северной Монголии и Восточного Забайкалья палинологами Е.М. Малаевой и Н.В. Кулагиной был сделан вывод о ее ранне-среднеплиоценовом возрасте. Древнеманзурские отложения с такой флорой были выделены в бугульдейский горизонт.

Основная новая информация о манзурском аллювии, представленная в препринте [Трофимов и др., 1995], заключалась в TL-датировках. Однако, эти определения дали в основном цифры, соответствующие началу позднего плейстоцена, что в целом противоречило выводу о более древнем (плиоцен-нижнеплейстоценовом) возрасте отложений, который следовал из приведенных в препринте палинологических материалов. Это противоречие с конкретными примерами уже отмечал Е.Е. Кононов [2005]. Работа по согласованию палинологических данных с TL-датировками осталась незавершенной из-за внезапной смерти основного исполнителя работ А.Г. Трофимова.

Сведения о методике TL-датирования в препринте отсутствуют. Между тем, корректность использования этого метода целиком зависит от отбора и хранения пробы, а также условий отбора кварцевых зерен в лаборатории [Шейнкман и др., 2009; Oliveira et al., 2019]. Можно предположить, что позднеплейстоценовые TL-датировки были получены из-за отбора проб со стенок, длительное время экспонированных солнечной радиации, поэтому результаты TL-датирования не имеют геологического смысла.

В дискуссии о возрасте глубокого Байкала привлекались данные по интерпретации происхождения и возраста древних палеодолин Пра-Манзурки и Пра-Анги и высказывалась крайняя точка зрения, в которой делался упор на находке аллювия Пра-Мазурки у мыса Роговик, вблизи устья р. Голоустой, на высоте 350 м над уровнем озера, и допускалось отсутствие оз. Байкал в манзурское время. В суходольный этап развития Южно-Байкальской впадины верховья Пра-Манзурки относились к Пра-Селенге [Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Лопатин, 2016]. Один из важных аспектов изучения манзурского аллювия касался определения временных интервалов стока из Байкала через Пра-Манзурку в Лену и через Иркут в Енисей [Логачев и др., 1964].

Подробно этот вопрос обсуждался в статье Е.Е. Кононова и В.Д. Маца [1986], а затем – в монографии Е.Е. Кононова [2005]. В этих работах основное внимание было сосредоточено на поздней истории манзурского аллювия. Его ранняя история не рассматривалась. В монографии Е.Е. Кононова представлена более детальная схема распространения аллювия палеодолины Пра-Манзурки, чем в монографии Н.А. Логачева и др. [1964]. Приведены детальные зарисовки разрезов аллювия, задокументированного в разных частях этой палеодолины. Для аллювия среднего течения р. Бугульдейки дана зарисовка широко известного сложно построенного разреза Косая Степь-1, вскрытого карьером на левом борту реки. Этот разрез демонстрировался Н.А. Логачевым и др. участникам XI Конгресса ИНКВА, состоявшегося в 105.25 Москве [Путеводитель..., 1981].

Кроме зарисовки разреза Косая Степь-1, помещена зарисовка еще одного разреза левого борта р. Бугульдейка выше по течению этой реки (Косая Степь-2), а также зарисовка более сложного разреза дер. Алгуй правого борта ниже по течению Три приведенных разреза манзурского реки. аллювия среднего течения р. Бугульдейки в литологическом отношении существенно различаются между собой. Между разрезами Косая Степь-1 и 2, нами обнаружен новый карьер, в котором был составлен разрез (Косая Степь-3) (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Схема распределения аллювия палеодолины Пра–Манзурки ([Кононова, 2005] с упрощениями). Бордовым треугольником показано местоположение нового карьера, в котором составлен разрез Косая Степь–З [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. В 2015 г. в международном рейтинговом журнале "International Geology Review" была опубликована статья коллектива авторов [Ivanov et al., 2015], в которой все предшествующие результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических и палеомагнитных исследований манзурского аллювия были заменены абсурдным утверждением об одноактном образовании отложений древних палеодолин Предбайкалья вследствие мегацунами Байкала около 100 тыс. лет назад. Предположение о времени этого события основывалось на некорректных TL-датировках [Трофимов и др., 1995]. Публикация была рассчитана исключительно на зарубежного читателя, не знакомого с геологией Предбайкалья.

Честь отечественных геологов, в какой-то мере, отстоял В.Д. Мац, опубликовавший в этом же журнале критическую заметку [Mats, 2016], в которой он категорически отверг попытку авторов объявить манзурскую свиту производной катастрофы – цунами, произошедшую где-то в позднем плейстоцене – около 100 тыс. лет назад. Позже содержание статьи о мегацунами получило дополнительное еще более конкретное опровержение в работах [Кононов, 2016; Кононов, Хлыстов, 2017] и вряд ли нуждается в дополнительных комментариях. Доводы В.Д. Маца, Е.Е. Кононова и О.М. Хлыстова были, тем не менее, проигнорированы авторами статьи по мегацунами. В 2018 г. они опубликовали еще одну статью по этой же теме в другом международном рейтинговом журнале [Arzhannikov et al., 2018].

1.3. Западное Забайкалье

Изучение геологии Западного Забайкалья имеет длительную историю. Первые сведения, полученные на рубеже 19-го 20-го столетий, связаны с именами И.А. Лопатина, П.И. Преображенского, В.К. Котульского, А.К. Мейстера. В середине 20-го столетия геологические и палеонтологические работы проводились В.В. Домбровским и А.С. Кульчицким, М.В. Чехрановой, К.А. Шахварстовой, С.А. Наумовой, Ю.П. Козловым, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатовым, В.Н. Гусевым, В.П. Осокиным, С.Г. Мирчинк, А.Н. Григорьевой, С.Д. Шером, П.М. Хреновым, А.С. Едрихинским и Е.А. Черемисиновой. Значительный вклад в датирование пограничных слоев мела и палеогена внесли палинологи Г.И. Белова, Э.А. Поставская, Е.В. Пуляева (ПГО "Бурятгеология"), С.Н. Сябряй (Киевский университет), В.М. Климанова (ИЗК СО РАН). В монографии Н.А. Флоренсова [1960] особо подчеркивалась крайне слабая изученность геологии кайнозоя Витимского плоскогорья.

В 1980–1990 гг. специальными поисковыми буровыми работами ПГО «Сосновгеология» на Витимском плоскогорье были обнаружены и оконтурены три глубокие (до 400 м и более) палеодолины, заполненные осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями: Амалатская

(Южная), Хойготская (Северная) И Аталнгинская (Центральная). Систематические палинологические исследования отложений палеодолин проводились по керну многочисленных скважин В.А. Мишариной, В.В. Савиновой и И.В. Лузиной. Состав ископаемых диатомовых водорослей изучался Г.П. Черняевой. Остракоды и моллюски определялись В.М. Скобло. Параллельно проводилось K-Ar датирование базальтовых слоев, перемежающихся с осадочными отложениями, А.С. Батырмурзаевым, С.Б. и И.С. Брандтами, а также А.В. Травиным. Контрольные определения возраста вулканических пород методом ⁴⁰Ar/³⁹Ar были выполнены Н. Харрис в Массачусетском технологическом институте США. Результаты согласования результатов датирования вулканогенно-осадочных толщ разными методами представлены в работах [Рассказов и др., 2000, 2001, 2007]. Результатом этих работ явилось обоснование схемы стратиграфии кайнозоя Западного Забайкалья, которая включает: мохейскую свиту кампана-маастрихта, иренгинскую свиту палеоцена-эоцена, кулариктинскую свиту олигоцена и сосновоозерскую толщу олигоцена-нижнего миоцена?, джилиндинскую свиту среднего-верхнего миоцена, хойготскую и кыджимитскую толщи плиоцена, чининскую свиту среднего плиоцена-нижнего эоплейстоцена и береинскую толщу эоплейстоцена.

Широкий круг вопросов, имеющих отношение к тектоническому развитию и вулканизму территории через понимание роли его глубинных источников, обсуждался в монографии «Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы» [Рассказов, Чувашова, 2018]. Из анализа пространственно-временного распределения осадочных отложений и вулканизма следовало, что в Западном Забайкалье в конце мела и в палеогене развивался Селенгино-Витимский прогиб, игравший роль краевой структуры Южно-Байкальского поднятия. В неоген-четвертичное время прогиб разделился на Витимский и Селенгинский бассейны, пространственно связанные с развитием, соответственно, северовосточной и юго-западной частей Байкальской рифтовой системы [Рассказов, Чувашова, 2018].

Наиболее детально был изучены вулканические и осадочные породы Витимского плоскогорья в возрастном интервале от 16 до 0.6 млн лет назад. Выявлена его пространственновременная миграция. Сделан вывод о формировании перед началом лавовых извержений свода Антасё. Определена наиболее продолжительная вулканическая деятельность на Береинском вулканическом центре, начиная с 16 млн лет назад. Показано, что в интервале 12–9 млн лет назад вулканическом достиг максимума с образованием еще четырех крупных вулканических центров. Снижение вулканической активности в интервале 9–5 млн лет назад сменилось новой общирной вулканической активностью интервала 5.2–2.9 млн лет назад. Отдельный вулканический эпизод проявился в интервале 1.1–0.6 млн лет назад на востоке Витимского вулканического поля.

18

Для реконструкций развития новейшей структуры Южно-Байкальской впадины важнейшее значение имеют отложения, покоящиеся на Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала. По материалам предшествующих исследований стратиграфическое расчленение и корреляция отложений этой территории до сих пор вызывает множество вопросов. Предполагалось [Логачев, 1974], что наиболее ранними на тектонической ступени являются отложения «синих глин», возраст которых оценивался не древнее среднего олигоцена. Вопрос о наиболее древних отложениях тектонической ступени актуален. Другой актуальный вопрос касается роли отложений аносовской свиты в стратотипическом береговом обнажении р. Аносовки [Мац и др., 2001], документация которого в литературе отсутствует.

На северо-западном побережье Байкала, через палеодолину Пра-Манзурки обеспечивался сток из этого озера в р. Лену, прерванный поднятием Приморского хребта [Логачев и др., 1964]. Предшествующие результаты геологических, литологических, палеонтологических и палеомагнитных исследований разных авторов свидетельствуют о полихронности манзурского аллювия. Актуальная задача его изучения заключается в изучении наиболее ранних отложений бугульдейского горизонта с литологическими характеристиками, соответствующими этому аллювию [Трофимов и др., 1995].

В Западном Забайкалье в конце мела и в палеогене последовательно накапливались отложения мохейской, иренгинской и кулариктинской свит осевой части Селенгино-Витимского прогиба, игравшего роль краевой структуры Южно-Байкальского поднятия [Рассказов, Чувашова, 2018]. В неоген-четвертичное время прогиб разделился на Витимский и Селенгинский бассейны, пространственно связанные с развитием, соответственно, северовосточной и юго-западной частей Байкальской рифтовой системы. На Витимском плоскогорье образовались палеодолины, погребенные осадочными отложениями и вулканическими породами джилиндинской свиты, хойготской и береинской толщ. Рассмотрение характера соотношений в развитии структур Западного Забайкалья и Южного Байкала в мел-палеогеновое и плиоцен-четвертичное время требует дополнительных сравнительных стратиграфических и литологических исследований кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений территорий.

19

ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполнен сравнительный анализ осадочных комплексов, характеризующих формирование мел-палеогенового палеохребта – Селенгино-Витимского прогиба и неогенчетвертичной Южно-Байкальской впадины – Витимского плоскогорья. На побережье Байкала изучены осадочные отложения Танхойской тектонической ступени и палеодолины Пра-Манзурки (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Местоположение районов исследований относительно оз. Байкал (*a*), схема местоположения стратотипических и опорных разрезов в береговых обнажениях южного побережья Байкала (*б*) [Рассказов и др., 2014] и конфигурация палеодолин, погребенных под лавами Витимского вулканического поля (*в*), по данным П.А. Пешкова [Лучинин и др., 1992].

На рис. б: 1 – Мишихинский опорный разрез; 2 – Половинкинский гипостратотип танхойской свиты; 3 – Дулихинский опорный разрез; 4 – Аносовский опорный разрез. Условные обозначения на рис. *в*: 1 – базальты; 2, 3 – палеодолины, погребенные под базальтами (2) и непогребенные (3); на рис. *б*: 4 – палеодолина Пра-Манзурки.

Исследовались опорные разрезы: 1) Мишихинский, расположенный в приустьевой правобережной части р. Мишиха на федеральной трассе Иркутск–Улан-Удэ, 2) Половинкинский – гипостратотип танхойской свиты, в береговых обнажениях р. Половинка, в 14 км восточнее ст. Танхой, 3) Дулихинский – осиновской свиты, вскрытой карьером на правобережье р. Дулиха в 300 м. южнее федеральной трассы и 4) Аносовский, в обнажении р. Аносовка, в 800 м от моста федеральной трассы.

На северном побережье Байкала, в палеодолине Пра-Манзурки, исследован разрез, вскрытый новым карьером Косая Степь-3. В Селенгино-Витимском прогибе изучеы разрезы

осадочных и вулканогенно-осадочных пород, вскрытых скважинами 8238, 8245 и 8182 в верховьях Хойготской стволовой палеодолины. Бурение проводилось в 2013 г. «Байкальским филиалом Сосновгеология» ФГУГП «Урангеологоразведка».

В полевых работах проводилось визуальное исследование естественных осадочных пачек и толщ, послойное описание пород по разрезу. В описание включались сведения о породе (полное название, цвет, цементация, состав цемента), характеризовалась структура (размеры и форма зерен с указанием однородности или разнозернистости), слоистость, минеральные и органические включения, степень выветривания обломочного материала, фиксировалась мощность литологических пачек. После изучения обнажения из всех литологических пачек отбирались пробы для различных анализов, как правило, снизу вверх.

В лабораторных исследованиях терригенных песчано-глинистых пород использовались методы анализа, дающие информацию для генетических, фациальных и палеогеографических реконструкций (гранулометрический, минералогический, рентгеноструктурный, спектральный, электронно-микроскопический, химический и палинологический). Для обработки данных палинологического анализа и химического состава пород применялся факторный анализ с использованием программы Statistica 12 методом главных компонентов без ротации.

Гранулометрический анализ проводился в лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Гранулометрия слоев гальки и песков использовалась для фациальных и палеогеографических реконструкций. Отбирались пробы весом не менее 500 г (точность весов 0.01 г). Пробы рассеивались на стандартном наборе строительных сит КСИ (40; 20; 10; 5; 2.5; 1.25; 0.63; 0.315; 0.14). Согласно расситовке получались фракции (>40; 40–20; 20–10; 10–5; 5– 2.5; 2.5–1.25; 1.25–0.63; 0.63–0.315; 0.315–0.14; <0.14), предназначенные для определения зернового состава отдельных фракций щебня (гальки) и гравия по ГОСТ 8269.0–97, песка и глинистых частиц по ГОСТ 8735–88. На основании результатов гранулометрического состава рассчитывалось содержание каждой фракции (%) [Коломиец, 1998]. Размер частиц – важный структурный признак, который отражает динамические условия переноса и отложения материала [Коломиец, 1998; 2010; 2021], средневзвешенный диаметр частиц – средний размер зерен, вычисляемый по методу статистических моментов: $\mu 1=x^*= 0.01\Sigma fx$, где f – частота встречаемости (%) различных значений аргумента совокупности x; x^* – среднее арифметическое x, $\mu 2 = 0.01\Sigma f(x-x^*)^2$; $\mu 3 = 0.01\Sigma f(x-x^*)^3$; $\mu 4 = 0.01\Sigma f(x-x^*)^4$ [Коломиец, 2010; Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022].

По этим моментам рассчитываются четыре величины, получившие название гранулометрических коэффициентов. Коэффициент вариации v – определяет условия осадконакопления. Так, озерные отложения имеют значение 0.8 < v > 0.2, речные 2.0 < v > 0.4 и

v > 2.0 осадки имеют неаллювиальный генезис. Вычисленное значение коэффициента вариации по формуле: $v=\sigma/x^*$, где σ – стандартное отклонение $\sigma=\mu 2^{1/2}$. Сводная таблица рассчета параметров приведена в работах [Коломиец, 1998, 2010] и представлена нами в измененном виде в работе по манзурскому аллювию [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022].

Гранулометрический состав глинистых отложений определялся в лаборатории инженерной геологии и геоэкологии ИЗК СО РАН В.В. Акуловой методом пипетки (по скорости падения частиц в воде) двумя способами подготовки образца: полудисперсным (стандартным) и дисперсным [Ломтадзе, 1990]. Первый способ предполагает предварительное кипячение водной суспензии образца с добавление (1 см³) раствора аммиака (25 %), второй проводится с добавлением (5 см³) водного пирофосфата натрия (6.7 %). В результате анализа определяется содержание (%) пяти фракций (мм): среднепесчаной (0.5–0.25); тонкомелкопесчаной (0.25–0.05); крупнопылеватой (0.05–0.01); мелкопылеватой (0.01–0.002); тонкогрубоглинистой (<0.002). Принимаются названия отложений по классификации глинистых пород В.В. Охотина, в основу которой положено содержание глинистой фракции (<0.002 мм) и отношение между песчаной и пылеватой фракциями по результатам гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца [Иванов, 1990].

Минералогический состав глинистых фракций определялся рентгенофазовым и электронно-микроскопическим методами. Рентгенофазовый анализ выполнялся методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН–3.0 в ЦКП «Геодинамика геохронология» ИЗК СО РАН (измерения и обработка данных М.Н. Рубцовой). Для идентификации глинистых минералов подготавливался ориентированный материал пробы осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке прогреванием при температуре 550° в течение 3-х часов и насыщением этиленгликолем [Рентгеновские методы..., 1965]. В расчётах по корундовым числам методом RIR [Hubbard, Snyder, 1988] получались данные полуколичественного анализа фаз порошковых проб. Электронно-микроскопический анализ выполнялся на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с ЭДС-спектрометром ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН (г. Иркутск), Метод позволяет выполнять исследования на небольшом образце в широком диапазоне увеличений от оптических (увеличение 10×) до электроннооптических (увеличение 50 000× и более).

Минералы легкой фракции (с удельным весом менее 2.88 г/см³) и тяжелой фракции (с удельным весом более 2.88 г/см³) определялись в лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН Е.Г. Поляковой в иммерсионных препаратах. Применялся метод отмучивания (0.05–0.01 и <0.001 мм) и последующего рассева на ситах (>1.0; 1.0–0.5; 0.5–0.25; 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм) из исходной навески в 30 г (100 %) по методике [Страхов, 1957].

В легких минеральных фракциях (0.25–0.1 мм) и тяжелых (0.1–0.05 мм) выделялись классы, соответственно, 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм. Проба помещалась в фарфоровую чашку, заливалась бромоформом и накрывалась стеклом на 2 часа. Тяжелая фракция осадка опускалась на дно чашки, легкая всплывала. В колбу помещалась воронки с двумя фильтрами для слива бромоформа. Тяжелая фракция осадка оставалась в чашке, легкая – на фильтре. Тяжелая фракция сухой пробы взвешивалась (в мг) на аналитических весах с точностью до 4 знака. Вес легкой фракции определялся вычитанием веса тяжелой фракции из общего веса 4-го и 5-го классов с точностью до 2 знака. Стеклышко для пробы взвешивалось и очищалось кисточкой после каждого взвешивания. Количественное процентное содержание минералов в пробе определялось из расчета 500 проанализированных зерен – 100 %.

Для представительной коллекции образцов опорных скважин изготовлены шлифы. Петрографические исследования образцов керна проводились на поляризационном микроскопе OLYMPUS–BX53 Р в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН, в целях уточнения названия пород; выявления структурных особенностей пород, изучения минерального их состава пород; выявления вторичных изменений.

Аналитические исследования химического состава пород проводилось в ИЗК СО РАН. Определения петрогенных оксидов в породах выполнялись методом «мокрой химии» (химикианалитики Г.В. Бондарева, Н.Н. Ухова, М.М. Самойленко). Просушиванием пробы при температуре 105 °C удалялась гигроскопическая вода (H₂O⁻) и прокаливанием при температуре 950 °C – другие летучие компоненты (ППП). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал.

Микроэлементный состав пород индуктивно-связанной определялся методом плазменной масс-спектрометрии (ИСП-МС) приборе 7500ce ЦКП на Agilent В «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН) (химическая подготовка проб М.Е. Марковой, измерения и обработка данных Т.А. Ясныгиной). Методика охарактеризована в работе [Рассказов и др., 2012].

Для определения условий осадконакопления проводились рассчеты с исползованием геохимических индексов: СІА, РІА, ГМ, НКМ, ЩМ, ІСV, ППП и Fe₂O₃/FeO. Выветривание сопровождается образованием глинистых минералов. Повышение их роли в составе тонкозернистого материала отложений выражается в высоких значениях таких показателей как индекс химического выветривания CIA=100×Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O) [Nesbitt, Young, 1982]. изменчивости $PIA = {(Al_2O_3 - K_2O)/((Al_2O_3 - K_2O))/((Al_2O_3 - K_2O))/((Al_2$ плагиоклазовый индекс K_2O +CaO+Na₂O) *100 [Nesbitt, Young. 19821. гидролизатый модуль ГМ=(Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂, нормированная щелочность HKM= Na₂O+K₂O/Al₂O₃,

щелочной модуль ЩМ=Na₂O/K₂O, а также отношение Na₂O/K₂O – характеристика, по которой глинистые породы (Na₂O<K₂O) отличаются от обломочных (Na₂O>K₂O) (за исключением некоторых калиевых аркозов и глинистых пород с преобладанием монтмориллонита) [Юдович, состава ICV рассчитывается Кетрнс, 2000]. Индекс изменчивости по формуле: $ICV = (Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O + MgO + CaO + TiO_2)/Al_2O_3$ ICV>1. [Cox et al., 1995]. Значение свидетельствует о низкой степени зрелости (выветривания) пород в области седиментации. В глинистые минералы входит кристаллизационная H₂O (в среднем около 8–10 мас. %), поэтому глинистые породы имеют высокие потери при прокаливании (ППП) [Рассказов и др., 2016; Аль Хамуд и др., 2019; Хассан и др., 2020]. По высокому отношению Fe₂O₃/FeO отложения аносовской свиты отчетливо отличаются от отложений танхойской свиты, в которых Fe₂O₃/FeO не превышает 3 [Рассказов и др., 2016]. Для определения сноса осадков из источника пород кислого или основного состава используется диаграмма La/Sc-Th/Co [Cullers, 2002].

Спорово-пыльцевые спектры отложений разреза определялись в лабораториях ФГБОУ ВО (палинолог Т.Ф. Трегуб, г. Воронеж), ИЗК СО РАН (палинолог Н.В. Кулагина, г. Иркутск) и ИГХ СО РАН (палинолог С.А. Решетова, г. Иркутск). Палинологический мацерат просматривался с помощью светового микроскопа Zeiss Axiolab при увеличении 400х и 630х раз. Объем пыльцы групп растительности и каждого таксона рассчитывался от общего числа в спектре. Название палинозоны давалось по характерным таксонам и доминантам, которые указывались в порядке возрастания слева направо.

Диатомовые водоросли исследовались в ЛИН СО РАН с помощью световой (СМ) и сканирующей электронной микроскопии Quanta-200 (диатомист М.В. Усольцева, пробоподготовка и первичный просмотр проб А. Хассана). Для СМ готовились постоянные препараты с помощью смолы Naphrax. Изучение и фотографирование створок выполнялось с помощью светового микроскопа Axiovert 200 (Zeiss, Германия) с фотокамерой Pixera Penguin 600CL. Методика охарактеризована в работе [Хассан и др., 2020].

ГЛАВА З. СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. БАЙКАЛ И В СЕЛЕНГИНО-ВИТИМСКОМ ПРОГИБЕ

В этой главе кратко резюмируется ключевая информация из исторического обзора результатов предшествующих исследований и представляются локальные схемы стратиграфии, следующие из этих работ и новых данных, полученных при подготовке диссертации.

3.1. Южное побережье оз. Байкал

В принятой серийной легенде карт в кайнозое Танхойской тектонической ступени обозначены две свиты: танхойская и аносовская [Решения..., 1981]. Кроме этих стратонов, в разрезах осевых рифтовых впадин находятся фрагменты дотанхойских отложений и послеаносовской песчаной свиты с синхронными полифациальными отложениями неоплейстоцена–голоцена.

По уточненной схеме стратиграфии на Танхойской тектонической ступени выделяются:

- мишихинская толща (эоцен-олигоцен);

- танхойская свита (миоцен–нижний плиоцен), два типа разреза: танхойский (N₁–N₂¹tn) и мишихинско-клюевский (N₁–N₂¹tn(ms-kl));

- осиновская свита N1¹⁻²?-N2¹оѕ (ранний-средний? миоцен-нижний плиоцен);

- перерыв, кора выветривания монтмориллонит-каолинитовая под обоими стратонами;

- аносовская (охристая) свита N2-QE1an (плиоцен-эоплейстоцен?);

- шанхаихинская свита N2²⁻³–QE1sh (средний-верхний плиоцен–эоплейстоцен?).

Дотанхойские отложения представлены на Танхойской тектонической ступени в виде фрагмента горизонта «синих глин» в основании разреза р. Осиновка-Кедровая. Олигоценовые отложения имеют ограниченное распространение во впадинах Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов Западного Забайкалья, поэтому слой «синих глин» рассматривался в качестве дотанхойского стратона [Рассказов и др., 2014]. Фактически все наблюдения этого слоя ограничивались их единственным местонахождением на левобережье р. Осиновка-Танхойская [Мазилов и др.,1972]. В работе [Мащук, Акулов, 2012] обращалось внимание на залегание «синих глин» на коре выветривания, возраст которой обозначался как эоценовый, по аналогии с одной из К–Аг датировок, полученных М.М. Аракелянц для коры выветривания на противоположном берегу Байкала. Такое предположение не сопровождалось какой-либо дополнительной аргументацией возраста. Между тем, в Прибайкалье проявлен не один, а по меньшей мере, три эпизода выравнивания рельефа, сопровождавшегося глубоким химическим выветриванием: 1) предъюрский, 2) рубежа мела–палеоцена и 3) рубежа палеоцена–эоцена [Логачев, 1974]. Оценка возраста второго (наиболее ярко выраженного) эпизода выветривания 59±5 млн лет была получена для коры выветривания в Предсаянье с использованием специальной методики – ступенчатого нагрева крупных (0.5–2.0 см) кристаллов вермикулита с расчетом фракции радиогенного ⁴⁰Ar, накопившегося в закрытой К–Ar-изотопной системе [Логачев и др., 2002].

В качестве гипостратотипа танхойской свиты исследовался наиболее представительный, по палеонтологической обоснованности, разрез танхойской свиты р. Половинка, в котором были вскрыты отложения не древнее миоценовых [Рассказов и др., 2014].

Новая информация по нижней части разреза кайнозойской осадочной толщи появилась благодаря вскрышным работам на федеральной трассе Иркутск–Улан-Удэ, проводившимся в 2014 г. в восточной части Танхойской тектонической ступени. На правобережье р. Мишиха под слоем верхнеолигоценовых «синих глин» был вскрыт слой полифациальных охристых отложений, содержащих спорово-пыльцевой спектр позднего эоцена [Аль Хамуд и др., 2019].

3.2. Северо-западное побережье оз. Байкал

Схема стратиграфии кайнозойских осадочных пород Лено-Ангарского междуречья по данным из работ [Логачев и др., 1964; Павлов и др., 1976; Замараев и др., 1976; Адаменко и др., 1980; Mats, 1993; Трофимов и др., 1995; Мац, Ефимова, 2010] включает:

- колсахайскую свиту маастрихта-палеоцена-нижнего эоцена;
- каменскую свиту эоцена-нижнего олигоцена;
- баяндайскую свиту верхнего олигоцена-среднего плиоцена;
- манзурскую свиту плиоцена-эоплейстоцена (уточнение автора);
- подтокскую свиту верхнего плиоцена;
- ангинскую свиту эоплейстоцена.

Верхнемеловые–палеогеновые образования представлены делювиальными, аллювиальными, озерными, озерно-болотными отложениями. Колсахайская свита сложена песчаниками и глинами мощностью до 120 м. Каменская и баяндайская свиты в основном состоят из глины. Мощность свит составляет от 200 до 415 м. Подтокская свита представлена красно-бурыми глинами с окатанными гальками. Отложения манзурской свиты во впадинах Предбайкальского прогиба составляют до 200 м и распространяются вдоль Голоустенско-Манзурской (Пра-Манзурской) палеодолины от этого прогиба через Приморский хр. до оз. Байкал. Ангинская свита находится на левобережье долины, занятой ныне р. Ангой и на левобережье р. Лены в районе устья р. Манзурки. Она рассматривается как самостоятельная стратиграфическая единица. Мощность отложений свиты составляет не менее 20 м.

3.3. Западное Забайкалье

На этой территории осадочно-вулканогенная толща изучена с использованием керна скважин. Разработанная стратиграфическая схема кайнозойских образований территории [Рассказов и др., 2007] включает кампан-маастрихтские слои мохейской свиты, палеоценэоценовую иренгинскую свиту, олигоценовую кулариктинскую свиту (ее стратиграфический аналог – сосновоозерскую толщу), средне-верхнемиоценовую джилиндинскую свиту, плиоценовую хойготскую и плейстоценовую береинскую толщи.

Мохейская свита (кампан-маастрихт–палеоцен) распространена в верхнемезозойских впадинах и прогибах. В стратотипическом разрезе Нижне- и Верхнемохейской впадин разрез мохейской свиты представлен коллювиально-пролювиальными отложениями в основании (пачка 1), пролювиально-озерными в середине (пачка 2) и пролювиально-аллювиально-озерными в кровле (пачка 3). С этими тремя пачками хорошо сопоставляются три литогенетических комплекса в Еравнинской депрессии. Мощность мохейской свиты достигает 250 м [Лямина, Титов, 1987; Скобло и др., 2001].

Иренгинская свита (палеоцен—эоцен) подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. В нижнеиренгинской подсвите (мощность до 70 м) преобладают песчанистые глины, содержащие слабоокатанные гальки и обломки пород. Верхнеиренгинская подсвита (мощность до 65 м) представлена бурыми, коричневато, зеленовато-бурыми глинами и палево-серыми, палево-бурыми, плотными алеврито-песчано-гравийными хлидолитами. Иренгинская свита распространена на западном побережье озер Большое Еравное и Сосновское. Палеоцен эоценовый возраст отложений нижнеиренгинской подсвиты определяется по присутствию значительного количества разнообразной пыльцы термофилов тропиков [Резанов, 1991].

Кулариктинская свита вскрыта скв. 417 и 418 в северо-западной части Витимского плоскогорья. В ее составе преобладают крупнозернистые пески. По составу спор и пыльцы отложения свиты отнесены к олигоцену. В настоящее время в районе распространения свиты проведены детальные буровые работы и получены новые данные о составе слагающих ее отложений. Стратиграфическим аналогом кулариктинской свиты являются сосново-озерские слои.

Мохейская, иренгинская свиты и сосново-озерские слои маркируют осевую часть Селенгино-Витимского прогиба. Стратотип кулариктинской свиты смещен на северное крыло прогиба. Более молодая джилиндинская свита широко распространена по всему Витимскому плоскогорью. Наиболее детальные литологические исследования вулканогенно-осадочной толщи проведены в его западной части. Свита расчленяется на нижнюю (грубообломочную) подсвиту рубежа нижнего-среднего миоцена и озерную подсвиту среднего-верхнего миоцена. К–Ar и ⁴⁰Ar–³⁹Ar датировки вулканических пород свиты ограничиваются в основном возрастным интервалом 14.4–9.2 млн лет.

Хойготская и береинская толщи завершают разрез осадочно-вулканогенных пород Западного Забайкалья. В качестве стратотипа хойготской осадочно-вулканогенной толщи принят разрез в Хойготской палеодолине. Вулканические породы этой толщи датированы К–Аг методом возрастным интервалом плиоцена (5.0–2.9 млн лет). Для более молодых лав береинской толщи получен интервал К–Аг и ⁴⁰Аг–³⁹Аг датировок от 1.8 до 0.6 млн лет [Рассказов и др., 2000, 2007].

Стратоны южного побережья Байкала представлены фрагментами дотанхойской (мишихинской) толщи палеогена и повсеместно развитыми отложениями танхойской угленосной свиты миоцена–нижнего плиоцена, аносовской красноцветной свиты верхнего плиоцена–эоплейстоцена и песчаной свиты с синхронными полифациальными отложениями плейстоцена.

Манзурский аллювий северо-западного побережья Байкала соответствует по возрасту охристой формации плиоцена-эоплейстоцена.

В Западном Забайкалье разрез начинается переходными от мезозоя к кайнозою (кампанмаастрихтскими) слоями мохейской свиты, не имеющими стратиграфических аналогов в осадочном наполнении осевых рифтовых впадин. Выше следуют эоценовая иренгинская свита, олигоценовая кулариктинская свита (ее стратиграфический аналог сосновоозерская толща), средне-верхнемиоценовая джилиндинская свита, плиоценовая хойготская и плейстоценовая береинская толщи.

ГЛАВА 4. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

В настоящей главе приводятся результаты комплексных литолого-фациальных и биостратиграфических исследований опорных разрезов осадочных отложений Танхойской тектонической ступени на южном побережье Байкала, манзурского аллювия в палеодолине Пра-Манзурки на его северо-западном побережье и вулканогенно-осадочных отложений Западного Забайкалья.

4.1. Танхойская тектоническая ступень

На Танхойской тектонической ступени изучены осадочные отложения Мишихинского Половинкинского, Дулихинского и Аносовского опорных разрезов (рис. 4.1).

4.1.1. Мишихинский опорный разрез

Здесь изучены осадочные толщи южной и северной расчисток. Южная расчистка пройдена в 600 м к востоку от автомобильного моста через р. Мишиху. Слои почти не деформированы. Северная расчистка разреза начинается в 1100 м и вскрывает наклоненные деформированные слои (рис. 4.2).

Южная расчистка

В южной части Мишихинского разреза идентифицированы отложения полифациальной, охристой пачки, пачки «синих глин», преимущественно алевритовой пачки с прослоями бурого угля, песчано-алевритовой пачки с фрагментами «синих глин», песчаной и валунногалечниковой пачки. По составу спорово-пыльцевых спектров 4 нижних пачки датируются, соответственно, верхним эоценом, верхним олигоценом, нижним миоценом, средним–верхним миоценом, а 2 верхних – квартером. Первые две пачки относятся к мишихинской толще, третья – к танхойской свите, четвертая – к осиновской свите, пятая и шестая – к перекрывающей толще. В разрезе наблюдается несогласное залегание: 1) отложений танхойской свиты на дотанхойских отложениях мишихинской толщи, 2) осиновской свиты на отложениях танхойской свиты и 3) перекрывающей толщи на разновозрастных стратонах среднего– верхнего кайнозоя.

В разрезе различаются шесть пачек (рис. 4.3) (снизу-вверх) [Аль Хамуд и др., 2019]:



Рис. 4.1. Схема местоположения опорных разрезов осадочных отложений на южном побережье оз. Байкал ([Рассказов и др., 2014] с дополнениями). 1 – отложения осиновской и аносовской свит (N₁os и N₂-Q_Ean); 2 – отложения танхойской свиты, два типа разрезов: танхойский (N₁–N₂tn) и мишихинско-клюевский (N₁–N₂tn(ms-kl)); 3 – аргиллиты, глины алевритовые; 4 – конгломераты, галечники; 5 – гнейсы и сланцы Хангарульской серии PR₁hu; 6 – граниты, граносиениты, гранодиориты баргузинского комплекса γεPZ₁₋₂b; 7 – граниты, граносиениты, гранодиориты γPR₁h; 8 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – границы: а – несогласного залегания отложений, б – с нормальным стратиграфическим контактом, в – внутри стратона; 10 – опорный разрез: МШ – Мишихинский, ПЛ – Половинкинский, ДЛ – Дулихинский, АН – Аносовский.



Рис. 4.2. Местоположение северной и южной расчисток Мишихинского опорного разреза на федеральной трассе Иркутск–Улан-Удэ. Красная звездочка на врезке обозначает положение устья р. Мишиха на южном берегу оз. Байкал [Аль Хамуд и др., 2019; 2021].

Пачка 1 (полифациальная, охристая):

– в самой нижней вскрытой части (интервал 0.0–0.55 м) переслаиваются аргиллиты темно-серые и песчаники тонкозернистые, светло-серые, слабо сортированные. Мощность прослоев аргиллитов варьируется от 3 до 10 см. Отложения слабо обохрены;

интервал 0.55–2.00 м представлен песчаниками с линзами гравийного, мелкогалечно-гравийного материала, слабо сцементированного, светло-коричневого.
Мощность линз до 0.2 м. Слоистость наклонная, косая. Песчаники обохрены;

в интервале 2.0–4.1 м следуют гравийно-песчаные отложения с мелкогалечным материалом (до 7 % от общего объема). Отложения промыты, слабо обохрены, с наклонной слоистостью;

– интервал 4.1–4.6 м сложен песчаником, разнозернистым (преимущественно крупнозернистым), серым, с линзами темно-серого аргиллита мощностью до 3 см. В верхней части находится прослой (10 см) аргиллитов, темно-серых.



Рис. 4.3. Схема строения и опробования южной расчистки Мишихинского разреза [Аль Хамуд и др., 2019].

Основные стратиграфические несогласия: І – эрозионное ложе подошвы танхойской свиты на Мишихинских отложениях; II – эрозионное ложе осиновской свиты на отложениях танхойской свиты; III – эрозионное ложе четвертичного аллювия на разновозрастных средне-верхнекайнозойских стратонах.

Пачка 2 («синих глин»):

– в интервале 4.6–6.5 м залегают однородные глины, имеющие во влажном состоянии синий цвет. При высыхании материал твердеет с превращением в аргиллиты, голубовато-серые, плотные, комковатые. Комковатость обусловлена развитием трещин усыхания поперек и вдоль плоскостей напластования. Субвертикальные трещины, рассекающие аргиллиты, находятся на расстоянии от 1 до 10 см. По отдельным трещинам наблюдается интенсивная обохренность. Нижний контакт пачки четко выражен, относительно ровный, наклоненный.

Пачка 3 (преимущественно алевритовая с прослоями бурого угля):

в основании пачки, в интервале 6.5–6.75 м, залегают гравийно-песчаные отложения, светло-коричневые;

– в интервале 6.75–6.85 м находится прослой алевритов, темно-серых;

- в интервале 6.85-7.00 м встречен прослой (15 см) бурого угля;

– в интервале 7.00–7.76 м опять следует слой алевритов, оранжево-коричневых;

– в интервале 7.76–8.66 м, в нижней части (до 8.01 м) находятся песчаники, разнозернистые, коричневые, интенсивно промытые и обохренные, в верхней части – песчаники мелкозернистые, светлые, серо-коричневые, однородные, обохренные;

– в интервале 8.66–8.86 м вновь залегают алевриты, темно-серые.

Пачка 4 (песчано-алевритовая с фрагментами «синих глин»):

 интервал 8.86–10.21 м мелкозернистых песчаников, серовато-коричневых, с неясно выраженной слоистостью. На резком нижнем контакте пачки песчаник окрашен в желтовато-коричневые тона;

 интервал 10.21–11.91 м мелкозернистых песчаников, серовато-коричневых, с многочисленными темными слойками;

 интервал 11.90–13.36 м крупнозернистых песчаников серовато-коричневого цвета, интенсивно обохренных, ржаво-коричневых;

– интервал 13.36–15.81 м переслаивания светло-коричневых песчаников слабой сортировки и серых алевритов с линзами синих глин. Многочисленные темные слойки обнаруживают слабонаклонную полосчатость песчаника. Отмечается обохривание нижних и верхних границ алевритовых прослоев.

Пачка 5 (песчанистая, перекрывающая):

– в интервале 15.81–16.86 м сложена песчаником, серовато-коричневым, с тонкими темными слойками. Отмечается слабое обохривание и окрашивание отдельных прослоев в темно-коричневый цвет. Пачка 6 (валунно-галечниковая, перекрывающая):

– в интервале 16.86–20.50 м, в валунно-галечных отложениях, галька составляет более 40 % объема породы. Цемент песчано-глинистый, серовато-светло-коричневый и темно-коричневый, с небольшим количеством мелкого гравия. Обломочный материал хорошо окатан и представлен валунами диаметром до 0.4 м в поперечнике и разноразмерной галькой. Отложения не сортированы. Нижний контакт четко выражен, слабо наклонен.

На верхней пачке развит почвенно-растительный покров мощностью 0.4–0.5 м.

Гранулометрический состав отложений

Изучен гранулометрический состав осадочных отложений пачек 1, 3, 4 и 5. Пачка 2, сложенная синими глинами, не содержит значимого количества обломочной фракции. В пачке 6 преобладают крупные валуны. Гранулометрический состав этих двух пачек не определялся (рис. 4.4).



Рис. 4.4. Схема отбора образцов на гранулометрический анализ осадочных отложений южной расчистки. Рисунок автора. Усл. обозн. см. рис. 4.3.

Пачка 1 (интервал 0–4.6 м) сложена песчаными и близкими к ним по составу отложениями с примесями алевритово-глинистых частиц и включениями мелкообломочного псефитового материала (х*=0.18–1.23 мм), а также галечно-гравийно-песчаные смеси (х*=2.34–2.75 мм) (0–5 м пачки 1) (рис. 4.5). Отложения имеют речной генезис, v=0.82–1.78.



Рис. 4.5. Гранулометрический состав осадков обр. 4 и 5 (средняя часть пачки 1, нумерация образцов снизу вверх).

Пачка 2 (интервал 4.6–6.5 м) – глинистая, однородная. Ее состав определяется преобладанием пелитовой фракции.

Пачка 3 (интервал 6.5–8.86 м) накоплена широким набором псаммитовых разностей (х*=0.34–0.99 мм) (рис. 4.6 *a*). Показатели коэффициента вариации v по всей пачке находятся в диапазоне от 0.96 до 1.70, что надежно аргументирует водное происхождение песчаных осадков (поле аллювиального генезиса) (рис. 4.6 δ).



Рис. 4.6. Сопоставление значений: а – средневзвешенный диаметр частиц х*, б – коэффициент вариации v. Рисунок автора. Условные обозначения см. рис. 4.3.

Пачка 4 (глубина 8.86–15.81 м) сложена алевритово-мелкозернистыми песками (х*=0.11–0.26 мм) с редкими прослоями крупнозернистого песка (х*=0.71). Значения коэффициента вариации находятся в интервале от 0.84 до 2.24 и соответствуют преобладающим условиям аккумуляции в стационарных водотоках с колебанием водности по сезонам года.

Псаммитовый материал пачки 4 мелкозернистой фракции (66–78 %) с примесью алевритово-тонкопесчаных размерностей (22–32 %, х*=0.18–0.20 мм). Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.44 до 0.52, что подтверждает комплексное лимно-аллювиальное происхождение отложений.

Пачка 5 (интервал 15.81–16.86 м) представлена мелкозернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц х*=0.19–0.21 мм) (рис. 4.7). Коэффициент вариации v=1.41–1.47 характерен для постоянных водотоков с сезонным колебанием водности.



Рис. 4.7. Гранулометрический состав осадков обр. 22 и 23 (пачка 5).

Пачка 6 (интервал 16.86–20.50 м) дает валунную гранулометрию горного аллювия.

В целом осадочные отложения, вскрытые южной расчисткой разреза Мишиха, имеют общие структурно-текстурные характеристики аллювиального и лимноаллювиального генезиса. Кроме псефито-псаммитовых пород в строении осадочной толщи присутствуют многочисленные горизонты глинистых отложений, от оранжево-, желтовато-коричневых, темно-серых, серых и голубовато-серых до синих. Накопившаяся толща была размыта и перекрыта песчаными и валунно-галечными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем серовато-коричневого и коричневого цвета.
Минеральный состав отложений

Учитывая маркирующее значение верхнеолигоценового слоя синих глин, рентгеноструктурный фазовый анализ выполнен для трех представительных проб из этого слоя южной расчистки (обр. Ю–15, Ю–16 и Ю–17). Для сравнения сделаны рентгеноструктурные определения минеральных фаз нижележащего слоя верхнеэоценовых отложений (обр. Ю–19) и вышележащего слоя нижнемиоценовых отложений (обр. Ю–14) (табл. 4.1, рис. 4.8).

Таблица 4.1

Соотношение основных минералов в верхнеолигоценовых синих глинах в сопоставлении с подстилающими и перекрывающими отложениями в южной расчистке по данным рентгенофазового анализа

| | Содержание минералов в породе, % | | | | | | | | |
|---------------------|----------------------------------|-------|-----------------|----------|---------------|------------------------------------|--|--|--|
| Возраст | Номер образца* | Кварц | Полевой шпат | Каолинит | Иллит-смектит | Гидрослюда- смектит и хлорит | | | |
| Нижний миоцен | Ю—14 | 35 | 35 | 15 | 15 | _ | | | |
| Верхний олигоцен | Ю—15 | 25 | 35 | 20 | + | 20 | | | |
| | Ю–16 | 25 | 50 | 10 | + | 15 | | | |
| | Ю—17 | 25 | 30 | 25 | | 20 | | | |
| Верхний эоцен | Ю—19 | 25 | 45 | 10 | 20 | - | | | |

*Местоположение образцов см. на рис. 4.3.

Во всех проанализированных образцах определены меняющиеся пропорции кварца, полевого шпата и каолинита. В трех пробах синих глин выявлено существенное содержание гидрослюд-смектитов и хлорита (15–20 %) при отсутствии или следах иллит-смектита. В нижележащей и вышележащей пробах (Ю–19 и Ю–14) гидрослюда-смектит и хлорит не обнаружены, но определено существенное содержание иллит-смектита. Из результатов рентгенофазоваго анализа следует, что синий цвет глин может быть обусловлен наличием хлорита.



Рис. 4.8. Результаты рентгенофазового анализа глинистых минералов представительных образцов отложений верхнего эоцена (а – обр. Ю–19), верхнего олигоцена (б – обр. Ю–16) и нижнего миоцена (в – обр. Ю–14). Аналитик М.Н. Рубцова.

Для выяснения причины окраски верхнеолигоценовой синей глины (обр. Ю–16) из южной расчистки Мишихинского разреза минеральный состав ее тонкодисперсной фракции определялся с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). Результаты представлены на рис. 4.9–4.11.

На рис. 4.9. в глинистой частице определены главные компоненты: кислород (33.71 %), алюминий (14.43 %) и кремний (29.34 %), в меньшем количестве – калий (1.39 %), натрий (0.92 %), хлор (2.28 %), железо (7.41 %), магний (1.08 %) и титан (1.43 %). Синий красящий эффект микрочастицы К–Na смектита мог быть связан с вхождением в нее существенного количества фосфора (6.94 %), связанного с сульфатом в синем вивианите. Однако пик серы в энергодисперсионном спектре микрочастицы не обнаружен.



Рис. 4.9. Результаты исследования глинистой частицы прямоугольной формы из обр. Ю–16 синей глины методом СЭМ. *а* – точка измерения; *б* – энергодисперсионный спектр частицы; *в* – количественные соотношения элементов на 100 %. Анализ выполнил К. Арсентьев с участием автора.

Близкий состав, но с меньшим содержанием фосфора (3.33 %) определен в другой глинистой частице этого же образца (рис. 4.10). Иные соотношения элементов получены для другой частицы (рис. 4.11): кислород (25.54 %), алюминий (34.80 %) и кремний (26.87 %), железо (4.67 %), магний (1.21 %). Содержание фосфора в ней снижено (0.76 %), возросло содержание калия (5.34 %) при отсутствии натрия, что свидетельтвует о принадлежности этой частицы к иллиту.

Устанавливается изменение состава трех глинистых частиц, свидетельствующее о гетерогенности материала синих глин. Его особенность заключается в переходе от К– Na смектитов к иллитам одновременно со снижением концентрации фосфора и хлора.



Рис. 4.10. Результаты исследования глинистой частицы из обр. Ю–16 синей глины методом СЭМ. *a* – точка измерения; *б* – энергодисперсионный спектр частицы; *в* – количественные соотношения элементов на 100 %. Анализ выполнил К. Арсентьев с участием автора.



Рис. 4.11. Результаты исследования глинистой частицы методом СЭМ из обр. Ю–16. *а* – точка измерения; *б* – энергодисперсионный спектр частицы; *в* – количественные соотношения элементов на 100 %. Анализ выполнил К. Арсентьев с участием автора.

Химический состав отложений

Глинистыми минералами обогащены отложения нижней части разреза южной расчистки, тогда как отложения верхней части разреза отмыты от глин. На рисунке 4.12 отложения нижней части разреза (пачки 1–3) характеризуются высокими значениями СІА (77–87) и ППП (5.9–13.0 мас. %), за исключением пробы синей глины Ю–17, в которой определено пониженное значение СІА (69) при низком значении ППП (3.1 мас. %). Эта проба отличается также аномально высокой окисленностью железа (Fe₂O₃/FeO=14.4 %). В отложениях пачек 4–6 значения этих показателей резко снижаются (СІА=60–66, ППП=0.7–2.5 мас. %). В обломочном материале преобладает

40

кварц и полевые шпаты, что выражается в относительном возрастании SiO₂. Исключение составляет верхняя часть пачки 4, содержащая фрагменты синих глин. На диаграммах рис. 4.12 порода этого слоя не отличается от синих глин верхнего олигоцена. Можно предположить, что верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый слой со своеобразной синей окраской образовался в результате размыва верхнеолигоценового осадочного материала.



Рис. 4.12. Соотношения индекса химического выветривания (*a*) и потерь при прокаливании (*б*) с содержаниями SiO₂ в разновозрастных тонкозернистых осадочных отложениях южной расчистки Мишихинского разреза. Возраст отложений определен по составу спор и пыльцы: 1–2 – стратоны мишихинской толщи: эоценовый (1), верхнеолигоценовый (2); 3–4 – то же, танхойской свиты: нижнемиоценовый (3), средневерхнемиоценовый (4), верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый (5), песчаник из четвертичной перекрывающей пачки (6).

Подобные соотношения состава разновозрастных отложений южной расчистки Мишихинского разреза выявляются по концентрациям микроэлементов. На рис. 4.13 в породах пачек 1–3 с наиболее высоким индексом химического выветривания наблюдаются высокие концентрации U (3.8–7.7 мкг/г) и Th (12.1–21.9 мкг/г) при низкой концентрации Sr (182–275 мкг/г). Осадочные породы пачек 4–6 с пониженным индексом химического выветривания имеют пониженную концентрацию U (1–3.4 мкг/г) при широких вариациях концентрации Sr (310–412 мкг/г).

Отметим также, что синий красящий эффект олигоценовых глин может быть связан с примесью кобальта. В обычных осадочных породах разнообразной цветовой гаммы интервал концентраций Со составляет от 5 до 14 мкг/г. В обр. Ю–15 и Ю–16 синих глин определена концентрация Со 21–27 мкг/г (рис. 4.13 б).



Рис. 4.13. Диаграммы U–Sr (а) и Th–Co (б) отложений южной расчистки Мишихинского разреза. Усл. обозн. см. на рис. 4.12.

Палинологическое обоснование возраста отложений

В дочетвертичных отложениях разреза определено 5 спорово-пыльцевых спектров [Аль Хамуд и др., 2019]. В принятой зональной палиностратиграфической последовательности обр. Ю–21, Ю–20 и Ю–16 относятся к палинозоне I, обр. Ю–12 – к палинозоне II, обр. Ю–10 – к палинозоне III (рис. 4.14). Спорово-пыльцевые спектры обр. Ю–1 и Ю–2, отобранных из финальной грубообломочной пачки, относятся к палинозоне IV (не показаны полиноспектры на рис. 4.14 из-за разного видового состава).

Палинозона I выделена по максимальному количеству пыльцы родов *Fagus* и *Myrica*, а также присутствию реликтов, относящихся к родам *Cryptomeria* и *Sciadopites*. В спектрах господствует пыльца покрытосеменных (70.5–78.9 %) с подчиненной ролью голосеменных (15.8–20.8 %) и травянистых растений (2.2–3.1 %). Споры занимают относительно небольшой объем от 3.0 до 5.6 %. По составу палиноспектров обозначены две подзоны: а и b.

Подзона а соответствует отложениям пачки охристых полифациальных отложений (пачка 1). Палинозона выделена по максимальному количеству пыльцы родов *Fagus* и *Myrica*, а также присутствию реликтов, относящихся к родам *Cryptomeria* и *Sciadopites*. В спектрах господствует пыльца покрытосеменных (70.5–78.9 %) с подчиненной ролью голосеменных (15.8–20.8 %) и травянистых растений (2.2–3.1 %). Споры занимают относительно небольшой объем от 3.0 до 5.6 %.

42



Рис. 4.14. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений южной расчистки Мишихинского разреза.

Небогатый, но характерный состав голосеменных пород с участием *Ginkgo* sp. *Sequoia* semperviriformis, а также *Podocarpus dacrydioides*, *Cycadopites* follicularis указывает на эоценовый возраст изучаемых отложений. Большая часть выделенных видов характерна для отложений верхнего эоцена. Этот вывод подтверждает и богатый видовой состав покрытосеменных пород, с участием пыльцы формальной классификации (*Triporopollenites*, *Triatriopollenites*), а также с заметным участием в составе комплекса таких родов как *Comptonia*, *Momipites* и *Juglans* poliporata, *Carpinus* duinensiformis, *Fagus* parvifossilis.

Подзона б характеризует пачку «синих глин». Подзона выделена на основании большого количества в нижней части пыльцы рода *Tsuga* и рода *Picea*, а в поздние этапы – преобладания пыльцы родов *Quercus* и *Carya* (с видами, характерными для позднего олигоцена). В составе спектра обр. Ю–16 преобладает пыльца покрытосеменных древесных пород (65.1 %). Голосеменные составляют 19.4 %, а споровые – 15.5 %. Содержание единичных зерен родов *Ginkgo* sp. и *Sequoia*, а также таких элементов как *Cyclocarya cyclophera*, *Ulmus inaequaliarculata*, *Carpinus granulatus*, *Comptonia aborigena*, *Magnolia delicate* характеризует отложения верхнего олигоцена. Такой же возраст обозначался для слоев «синих глин» в предшествующих работах [Рассказов и др., 2014].

Палинозона II выделена на основании максимальных значений пыльцы рода *Tsuga*, с большим видовым разнообразием, и рода *Taxodiaceae*. Палинозона II соответствует преимущественно алевритовой пачке с прослоями бурого угля (пачка 3). Подзона зафиксирована по максимальным значениям пыльцы семейства Taxodiaceae и рода *Tsuga* с видовым разнообразием. Среди покрытосеменных пород доминирует пыльца семейства Juglandaceae (*Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*). Спектр обр. Ю–12 в своем составе содержит пыльцу покрытосеменных 42.8 % и голосеменных 41.8 %, а споровых 15.4 %. В составе спор и пыльцы, которого преобладают формы нижнего миоцена, с единичными элементами верхнего олигоцена: *Carpinus granulatus*, *Pterocarya fraxinifolia*, *Milfordia incerta*. Нижнемиоценовый возраст обозначался для танхойской фации танхойской свиты, насыщенной прослоями бурого угля в гипостратотипе разреза Половинка [Рассказов и др., 2014].

Палинозона III обозначена для песчано-алевритовой пачки с фрагментами «синих глин» (пачка 4). Эта палинозона характеризуется обедненным составом спор и пыльцы, как в видовом, так и в родовом составе, а также значительно большим количеством пыльцы травянистых растений. Споры, в отличие от II палинозоны, представлены в меньшем количестве.

В целом, палинозона характеризуется резким преобладанием пыльцы трех родов: *Ulmus, Juglans, Carya* на фоне снижения роли пыльцы голосеменных пород. Данный этап, вероятно, отразил одну из фаз миоценового оптимума. В составе палиноспектра обр. Ю–10 господствует пыльца покрытосеменных 83.2 %, голосеменных 5.4 % и споры 11.4 %. При доминировании пыльцы покрытосеменных пород встречены виды, характерные для поздних этапов среднего и ранних фаз позднего миоцена, что свидетельствует о формировании отложений в среднем-позднем миоцене.

Палинозона IV характеризует песчанистый и валунно-галечные слои (пачки 5 и 6). В двух образцах (обр. Ю–1, Ю–2) определена пыльца древесно-кустарниковых растений (55–67 %), трав (2–4 %) и спор (31–41 %). Состав палиноспектров свидетельствует о развитии светлохвойных сосново-лиственничных и темнохвойных лесов (пихты, ели, кедровидной сосны) с хорошо развитым травяно-кустарниковым подлеском. Открытые участки были заняты остепненными и лугово-степными растительными сообществами. Четвертичный возраст отложений предполагается исходя из сходства реконструируемого растительного сообщества с современной растительностью речной долины.

Северная расчистка

В северной расчистке различаются наклоненные толщи западной и восточной частей и перекрывающая пачка галечников с субгоризонтальным залеганием (рис. 4.15). В западной части вскрыта мишихинская толща (ms), в восточной – мишихинская и танхойская толщи (соответственно, ms и tn). В западной части расчистки в нормальной стратиграфической последовательности (с запада на восток) залегают пачки 13 (ms)–43 (ms) (рис. 4.16 б) [Аль Хамуд и др., 2021]:

Пачка 13 (ms) сложена переслаивающимся аргиллитом и песчаником. Аргиллит темно-серого цвета, вязкий во влажном состоянии. Песчаник крупнозернистый, интенсивно обохренный, с примесью гравия и редкими включениями гальки бурого цвета. Мощность пачки до 3.3 м.

Пачка 23 (ms) представлена в нижней части переслаивающимися слоями песчаника темно-коричневого и серого, средне-крупнозернистого, плохо промытого, слабообохренного и слабосцементированного. Наблюдаются переходы к

45

разнозернистым слоям до гравелистых, косослоистых. В верхней части преобладает алевролит с переходом к алевро-песчанику. Мощность пачки до 4 м.

Пачка 33 (ms) представлена песчаником тонкозернистым, светло-коричневым, слабосцементированным, с маломощными (до 0.7 см) прослоями серых аргиллитов. Нижний контакт четко выражен. В основании пачки наблюдаются скопления песчаного и гравийного материала. Мощность до 2.5 м.

Пачка 43 (ms) состоит преимущественно из светло-серого алевролита и песчаника тонко-мелкозернистого, светло-коричневого, обохренного в приконтактовой зоне, переслаивающегося с алевролитом светло-коричневым. Пачка венчается слоем песчаника мелкозернистого, светло-коричневого мощностью 0.8 м. Мощность пачки 5.8 м.

Общая видимая мощность мишихинской толщи в западной части расчистки составляет 15.6 м.

В восточной части расчистки в стратиграфической последовательности (в опрокинутом залегании с востока на запад) обозначаются шесть пачек, две из которых относятся к мишихинской толще (1в (ms)–2в (ms)) и четыре – к танхойской свите (3в (tn)–6в (tn)) (рис. 4.16 *a*).

Пачка 1в (ms) сложена аргиллитом темно-серым, в верхней части – песчаником крупнозернистым, коричневым и серым, с примесью гравия. Видимая мощность пачки до 1.5 м.

Пачка 2в (ms) образована переслаиванием алевролита темно-серого и песчаника средне-крупнозернистого до гравийного, коричневато-серого. Отмечен небольшой прослой аргиллита. Мощность пачки до 2 м.

Пачка 3в (tn) начинается переслаиванием аргиллита темно-серого и песчаника светло-коричневого, мелко-среднезернистого, слабосцементированного и завершается слоем алевролита темно-серого, мелкозернистого с песчаником мелкозернистым светло-коричневым. Наблюдается прослой угля темно-бурого, пластинчатого мощностью около 15 см. Мощность пачки до 3.3 м.

Пачка 4в (tn) дает переслаивание алевролита темно-серого и песчаника мелкозернистого, светло-коричневого до бурого, слабосцементированного. Встречен прослой аргиллита, гумусированного мощностью 5–7 см. В нижней и верхней частях пачки находятся прослои бурого угля мощностью до 20 см. Мощность пачки до 2.4 м.



Рис. 4.15. Схема опробования осадочных толщ в северной расчистке Мишихинского опорного разреза [Аль Хамуд и др., 2021].

На врезках-фотографиях (с запада на восток): а – угловое несогласие эоценовых и четвертичных отложений, б – тектонический контакт верхнеолигоценовой и верхнемиоценовой–нижнеплиоценовой пачек, в – фрагмент среднемиоценовой пачки с прослоями бурого угля, г – фрагмент верхнеолигоценовой пачки без углистых прослоев. Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 18 раз, что влечет за собой кажущееся увеличение наклона слоев.



Рис. 4.16. Корреляция отложений восточной (а) и западной (б) частей северной расчистки Мишихинского опорного разреза [Аль Хамуд и др., 2021]. Усл. обозн. см. рис. 4.15.

Пачка 5в (tn) в нижней части характеризуется переслаиванием аргиллита, плотного, темно-серого и песчаника крупнозернистого, слабосцементированного, светло-серого с примесью гравия. В верхней части наблюдается переслаивание алевролита плотного, темно-серого, зеленовато-серого и песчаника мелкозернистого,

коричневого. Присутствуют прослои бурого угля мощностью до 30 см. Мощность пачки до 5 м.

Пачка 6в (tn) образована многократной перемежаемостью песчаника и алевролита. Песчаник тонкозернистый, темно-серый. Алевролит светло-коричневый. В средней части пачки встречены прослои гравия и угля. Уголь темно-коричневый до черного, раскалывается на пластинки. Мощность пачки до 6.5 м.

Вскрытая мощность мишихинской толщи в восточной части расчистки составляет 3.5 м, танхойской свиты – 17.2 м. Мощность мишихинского стратона в опрокинутой восточной части обнажения сокращается по отношению к его мощности в нормально залегающей западной части приблизительно в 4 раза.

Тектонический контакт толщ с нормальным и опрокинутым залеганием.

На границе толщ западной и восточной частей расчистки темно-коричневый алевропесчаник пачки 43 (ms) резко сменяется светло-коричневым алевролитом пачки 6в (tn). В плотно сцементированном алевропесчанике пачки 43 (ms) развита мелкая комковатость (катаклаз). В алевролите пачки 8в (tn) трещиноватость отсутствует. В слое светло-коричневого алевролита параллельно контакту протягиваются тонкие (до 3 см) слои и уплощенные линзы темно-серого песчаника. Ближе к контакту слои становятся нечеткими и сменяются однородным алевролитом.

Перекрывающий покров составляет мелкий галечник с крупнозернистым песчаным наполнителем от коричневого до черного цвета. Отложения имеют субгоризонтальную слоистость, субпараллельную поверхности размыва. В нижней части толщи наблюдаются западины и встречаются валуны размером до 20 см. Мощность галечникового покрова во вскрытой части разреза достигает 4 м.

Гранулометрический состав отложений

В исследование гранулометрического состава вовлечен материал всех наклоненных слоев северной расчистки, за исключением алевролитового слоя пачки 43 (ms), в котором видимая обломочная фракция не идентифицируется (рис. 4.17). Рассматриваемые осадочные отложения имели аллювиальное происхождение. Даже самые тонкие фракции отлагались в водоемах с проточным режимом, поэтому во всех слоях, включая алевролитовую пачку 43 (ms), ископаемых диатомовых водорослей не обнаружено. Тпичные отложения застойных лимнических бассейнов в разрезе отсутствуют [Аль Хамуд и др., 2021].

По всему разрезу преобладают аллювиальные песчаники (0.8<v<2.0). Обломочные частицы песчаников имеют различные размеры – от алевритового и алевритово-мелкозернистого (х*=0.34–0.38 мм) до крупно-среднезернистого (х*=0.57– 0.60 мм), мелко-средне-крупнозернистого (х*=0.72–0.85 мм), крупнозернистого (х*=0.90–1.06 мм), грубо-крупнозернистого (х*=1.17–1.34 мм) псаммитового и галечногравийно-песчаного (х*=1.65–1.84 мм).



Рис. 4.17. Схема распределения образцов осадочных отложений в западной (а) и восточной (б) частях северной расчистки, отобранных на гранулометрический анализ [Аль Хамуд и др., 2021]. Усл. обозн. см. рис. 4.15.

Имеются общие тенденции изменения численных значений основных статистических параметров минералов и среды седиментации (табл. 4.2, рис. 4.18). Роль полевых шпатов и кварца максимальна в эоценовых отложениях и резко снижается в отложениях олигоцена и миоцена. Наиболее грубообломочные фации характеризуют низ, середину и верх эоценовой пачки. Самые мелкие песчаные разновидности осадков содержат небольшую примесь более крупных обломочных частиц (до 3 %) [Аль Хамуд и др., 2021].

Результаты статистической обработки данных минерального состава отложений

| Статистические | Содержание минералов, % | | | | | | | |
|------------------------------|-------------------------|---------------|--------------------|--|--|--|--|--|
| параметры | Кварц | Полевые шпаты | Глинистые минералы | | | | | |
| Эоценовые отложения (n=4) | | | | | | | | |
| X _{cp.} | 31.25 | 51.25 | 18.75 | | | | | |
| σ | 3.91 | 7.97 | 4.22 | | | | | |
| $\mathbf{V}_{вар.}$ | 13 | 16 | 23 | | | | | |
| Олигоценовые отложения (n=3) | | | | | | | | |
| X _{cp.} | 33.33 | 41.67 | 25 | | | | | |
| σ | 12.95 | 17.51 | 5.77 | | | | | |
| $\mathbf{V}_{вар.}$ | 39 | 42 | 23 | | | | | |
| Миоценовые отложения (n=4) | | | | | | | | |
| X _{cp.} | 25 | 48 | 28 | | | | | |
| σ | 5 | 17.85 | 12.99 | | | | | |
| V _{вар.} | 20 | 37.59 | 47.24 | | | | | |

Мишихинского разреза

Примечание: X_{ср.} – среднее значение содержания, %; σ – стандартное отклонение; V_{вар.} – коэффициент вариации, %; n – количество образцов. Единая возрастная последовательность осадочных пород реконструирована по палинологическим данным.



Рис. 4.18. Сопоставление значений: а – средневзвешенный диаметр частиц х*, б – коэффициента вариации v [Аль Хамуд и др., 2021]. Слои западной и восточной частей

северной расчистки Мишихинского разреза представлены в единой возрастной последовательности, реконструированной по палинологическим данным. Условные обозначения см. рис. 4.15.

Аллювиальные отложения, переходные к озерным (0.4<v<0.8), представлены песчаными алевритами (х*=0.07–0.09 мм), алевропесчаниками (х*=0.13–0.15 мм) и алевритово-мелкозернистыми разностями отложений (х*=0.17–0.20 мм) (рис. 4.19). Генетико-фациальная природа этих осадков сопоставляется с аллювиальными русловыми грядовыми песками речной макрофации.



Рис. 4.19. Гранулометрический состав осадков обр. 1 и 8 (нижняя часть северной расчистки Мишихинского разреза, см. рис. 4.17).

Минеральный состав отложений

Соотношения минералов, определенные рентгенофазовым анализом в разновозрастных отложениях северной расчистки Мишихинского разреза, приведены в табл. 4.3 [Аль Хамуд и др., 2021].

Таблица 4.3

Соотношение основных минералов отложений северной расчистки

| Содержание минералов в породе, % | | | | | | | | |
|---|-------------------|-------|-----------------|----------|------------------------|------------------------------------|--|--|
| Возраст | Номер образца* | Кварц | Полевой шпат | Каолинит | Гидрослюда- смектит | Гидрослюда- смектит и хлорит | | |
| Верхний миоцен– нижний плиоцен | 13 | 25 | 30 | 5 | 40 | _ | | |
| Миоцен | 16 | 20 | 65 | 5 | + | 10 | | |
| | 20 | 30 | 35 | 15 | 20 | - | | |
| | 27 | 30 | 25 | 20 | 25 | - | | |
| | 33 | 20 | 65 | 5 | + | 10 | | |
| Олигоцен | 48 | 45 | 40 | 7 | 8 | - | | |
| | 45 | 40 | 25 | 20 | + | 15 | | |
| | 8 | 15 | 60 | 5 | 20 | - | | |
| Эоцен | 51 | 45 | 40 | 5 | 15 | - | | |
| | 52 | 30 | 50 | 5 | 15 | | | |
| | 5 | 20 | 70 | 5 | 5 | _ | | |
| | 3 | 30 | 45 | 5 | 20 | — | | |

по данным рентгенофазового анализа

*Местоположение образцов см. на рис. 4.15.

В отложениях эоцена преобладает терригенная фракция полевых шпатов (51 % – среднее четырех определений) при малом содержании глинистых минералов (10–20 %), представленных гидрослюдой, смектитом и каолинитом (рис. 4.20 *a*). Отложения олигоцена отличаются разнородным распределением минералов терригенной фракции (коэффициенты вариации 39–42 %) и полиминеральным составом глинистой фракции: каолинит, гидрослюда, смектит и хлорит. Отложения миоцена содержат повышенное количество полевых шпатов (48 %) и минимальное – кварца (25 %). Полиминеральный состав глинистой фракции фактически идентичен олигоценовым отложениям (каолинит, гидрослюда, смектит и хлорит) (рис. 4.20 *б*).

Отложения верхнего миоцена-нижнего плиоцена отличаются меньшим количеством терригенной фракции (55 %) и существенным содержанием глинистых минералов (45 %), представленных гидрослюдой, смектитом и каолинитом (рис. 4.20 *в*). Если в олигоценовых синих глинах южной расчистки существенную роль играют фазы гидрослюды-смектита и хлорита, в двух из трех образцов бурых олигоценовых отложениях северной расчистки эти минеральные фазы отсутствуют.



Рис. 4.20. Результаты рентгенофазового анализа глинистых минералов представительных образцов отложений эоцена (а – обр. 3), миоцена (б – обр. 33) и верхнего миоцена–нижнего плиоцена (в – обр. 13) [Аль Хамуд и др., 2021].

Химический состав отложений

На диаграмме CIA–SiO₂ (рис. 4.21) различаются обломочные породы мишихинской толщи и танхойской свиты (группа 1) и породы танхойской свиты,

содержащие бурый уголь, с характерными глинистыми минералами из северной расчистки Мишихинского и Половинкинского разрезов (группа 2).

Группа 1: отложения Мишихинской толщи (эоцен–верхний олигоцен) характеризуются низкими значениями СІА (от 67.6 до 75.4), с повышением содержания SiO₂ от 59.0 до 69.7 мас. %. Значения СІА в отложениях танхойской свиты (нижний миоцен–нижний плиоцен) меняются в интервале от 65.8 до 81.5 с содержаниями SiO₂ 55.7–66.0 мас. %. Группа 2 имеет самое высокое значения СІА (от 77 до 92), при низком содержании SiO₂ (от 35.0 до 53.9 мас. %). В этой группе определено наиболее низкое содержание SiO₂ (обр. 28–35.0 мас. %).



Рис. 4.21. Диаграмма CIA–SiO₂ отложений мишихинской толщи и танхойской свиты из северной расчистки Мишихинского разреза и танхойской свиты Половинкинского разреза. Возраст отложений определен по составу спор и пыльцы: 1– 2 – стратоны мишихинской толщи: эоценовый (1), верхнеэоценовыйнижнеолигоценовый (2), верхнеолигоценовый (3); 4–9 – то же, танхойской свиты: нижнемиоценовый (4), танхойской свиты: нижнемиоценовый (на р. Половинка) (5), средне-верхнемиоценовый (6), верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый (7), глина нижнего-среднего миоцена, насыщенная детритовым материалом (8), бурый уголь этого же возраста (9), песчаник из четвертичной перекрывающей пачки (10).

В результатах факторного анализа (F1 – 46.5 % и F2 – 19.2 %) аллювия с прослоями углей реализуется группирование образцов по петрогенным оксидам по литогеохимическому контрасту между обломочной составляющей песчаников и алевро-песчаников, с одной стороны, и глин-детрита, с другой (рис. 4.22 *a*, *б*) [Аль Хамуд и др., 2021]. По первому фактору разделяются оксиды глин и органического

детрита (ППП, Al₂O₃) в сочетании с оксидами коры выветривания (Fe₂O₃, TiO₂, FeO, MnO) в противовес оксидам песчаников и алевро-песчаников (SiO₂, Na₂O, K₂O, CaO). По второму фактору разделяется совокупность компонентов глин-детрита и компонентов коры выветривания (обр. 26).



Рис. 4.22. Факторные диаграммы петрогенных оксидов отложений мишихинской толщи и танхойской свиты из северной расчистки Мишихинского разреза [Аль Хамуд и др., 2021] и танхойской свиты Половинкинского разреза. Усл. обозн. см. рис. 4.21. Панель a – диаграмма векторов образцов; панель δ – диаграмма векторов переменных. Фактор 1: ППП^{0.81}; Al₂O₃^{0.77}; TiO₂^{0.46}; Fe₂O₃^{0.38}; SiO₂^{-0.96}; Na₂O^{-0.90}; K₂O^{-0.88}; CaO^{-0.83}; MnO^{-0.089}; MgO^{-0.08}; P₂O₅^{-0.07}; FeO^{-0.01}. Фактор 2: ППП^{0.25}; K₂O^{0.18}; Al₂O₃^{0.20}; SiO₂^{0.06}; Fe₂O₃^{-0.74}; MnO^{-0.70}; P₂O₅^{-0.64}; MgO^{-0.51}; TiO₂^{-0.32}; CaO^{-0.25}; FeO^{-0.07}; Na₂O^{-0.02}; панель e – диаграмма векторов образцов группы 1, панель e – диаграмма векторов переменных группы 1 (веса компонентов представлены графически).

В группе терригенных пород определены интервалы содержаний SiO₂=57–69.6 мас. %, K₂O=1.5–4.1 мас. %, Na₂O=1.5–3.19 мас. % с интервалами ППП=2.2–8.3 мас. % и Al₂O₃=15.2–19.0 мас. %. Для группы глин-детрита показательны интервалы ППП=7.8–35.9 мас. % и Al₂O₃=19.1–24.4 мас. %. Кора выветривания (обр. 26) отличается высокой окисленностью железа (Fe₂O₃/FeO=16.9) при содержании ППП=10.4 мас. %, Al₂O₃=17.9 мас. %, SiO₂=42.2 мас. %, K₂O=2.1 мас. % и Na₂O=0.8 мас. %.

На рис. 4.22 (*в*, *г*) в факторном анализе используются только образцы тренда обломочного материала (группы 1 на панели *а*). Возрастное группирование от эоцена до квартера отчетливо выражено в распределении фигуративных полей в квадрантах I и III. Вектора образцов эоценовых отложений находятся в квадранте IV, а олигоценовых – смещены между квадрантами II и III. Вектора образцов нижнемиоценовых отложений северной расчистки Мишихинского разреза находятся в квадранте I, а отложений нижнего миоцена (р. Половинка) – в квадранте II в виде однородного изометричного поля. Вектора образцов среднемиоценовых и верхнемиоценовых–нижнеплиоценовых отложений разделяются на контрастные совокупности II, III и IV квадрантов. К совокупности III квадранта относится песчаный наполнитель плейстоценовых галечников. На квадрант III приходится тренд увеличения окисления породы с возрастанием Fe₂O₃/FeO от 5.0 до 31.7.

Источник сноса для отложений Мишихинского разреза определен по соотношению La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002]. Все осадочные отложения представляют собой продукты разрушения пород кислого состава рис. 4.23.



Рис. 4.23. Положение фигуративных точек состава отложений южной расчистки (а) и северной расчистки (б) мишихинского разреза на диаграмме La/Sc–Th/Co. Усл.

обозн. см. на рис 4.21. Поля составов различных источников указаны по работе [Cullers, 2002].

Палинологическое обоснование возраста отложений

На спорово-пыльцевой диаграмме осадочных отложений из северной расчистки выделяются три палинозоны (ПЗ) (рис. 4.24) [Аль Хамуд и др., 2021].

ПЗ І обозначается по палиноспектрам пяти образцов: 3, 4, 52, 49, 10. Палиноспектры образцов 3 и 4 из пачки 1з (ms) западной части расчистки обогащены пыльцой покрытосеменных (68.7-78.8 %), обеднены пыльцой голосеменных (13.8-24.1 %) и травянистых растений (1.3-1.5 %). Содержание спор – 5.9 %. В составе пыльцы голосеменных пород преобладают *Taxodiaceae* и *Sequoia*. Богатый родовой и видовой состав пыльцы покрытосеменных древесных пород, а также наличие таких формальных родов как *Triatriopollenites*, *Triporopollenites* и вида *Ulmoideipites planeraeformis* позволяет коррелировать данную часть разреза с комплексами из отложений стратотипических разрезов, относящихся к переходу от нижнего эоцена (обр. 3) к среднему эоцену (обр. 4).

Палиноспектр из пачки 1в (ms) восточной части расчистки характеризуется господством пыльцы покрытосеменных (54.8 %) и голосеменных (34.1 %) растений. Сумма спор увеличивается до 11.1 %. Травы отсутствуют. Так же, как в палиноспектрах образцов 3 и 4, в палиноспектре обр. 52 преобладает пыльца голосеменных пород *Taxodiaceae* и *Sequoia*. В этом палиноспектре, кроме разнообразия хвойных пород, среди которых отмечено заметное участие пыльцы таких родов как: *Keteleria* и *Podocarpus*, возрастает роль рода *Tsuga*, резко снижается значение вида *Ulmoideipites planeraeformis* и начинает преобладать пыльца рода *Juglans*, что характерно для отложений верхнего зоцена–нижнего олигоцена.

Палиноспектр из пачки 43 (ms) западной части разреза сопоставляется с палиноспектром 49 из пачки 2в (ms) восточной части разреза. В составе обоих палиноспектров определены: пыльца покрытосеменных (46.9–47.1%), голосеменных (39.8–42.2%), споры (7.2–11.4%), пыльца трав (1.9–2.4%). Спектры образцов 10 и 49 характеризуются приблизительно равным содержанием пыльцы голосеменных и покрытосеменных пород. Беднее становится состав пыльцы древесных растений и преобладает пыльца семейства *Juglondaceae*, в составе которого заметную роль играет род *Carya*. Небольшое различие вносит наличие в обр. 10 заметного количества пыльцы рода *Comptonia*, что при общем позднеолигоценовом накоплении обеих пачек может свидетельствовать о более раннем формировании пачки 43 (ms) и более позднем – пачки 2в (ms).



Рис. 4.24. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений северной расчистки Мишихинского разреза: а – восточная часть, б – западная часть [Аль Хамуд и др., 2021].

ПЗ II включает палиноспектры образцов 46 и 41 из пачки 3в (tn) и обр. 24 из пачки 5в (tn) восточной части расчистки. В указанных образцах, так же, как в образцах I палинозоны, наблюдается разнообразие на родовом и видовом уровне состава пыльцы покрытосеменных и голосеменных пород. Палинозона II выделена по максимальному значению с большим видовым разнообразием пыльцы родов: *Tsuga, Taxodium sp.* и *Sequoia*. В отличие от первой палинозоны, во второй возрастает количество спор.

В этой зоне выделяются две подзоны: а и b. В подзоне a (обр. 46 и 41) содержится пыльца покрытосеменных (49.5–49.6 %) и голосеменных (32.1–43.5 %). Споры составляют от 6.9 до 17.9 %. В группе травянистых встречается только одно семейство (*Onograceae* 0.5 %). В нижней части подзоны среди голосеменных растений доминирует пыльца *Tsuga* и рода *Picea*, а в верхней части в основном пыльца родов покрытосеменных *Quercus*, *Taxodium*, *Momipites* и *Carya*. В подзоне отмечается возрастание роли пыльцы покрытосеменных пород, но ее состав практически не меняется. Заметное количество пыльцы рода *Momipites* указывает на нижнемиоценовый возраст палиноспектров подзоны a. В подзоне b (обр. 24) в составе покрытосеменных пород преобладает пыльца родов *Fagus* и *Quercus*, в составе хвойных пород – *Tsuga* (4 вида). В связи с этим возраст вмещающих отложений вероятнее всего соответствует среднему миоцену.

ПЗ III обозначается по палиноспектрам образцов 15 и 11 из пачки 6в (tn). В этих палиноспектрах преобладает пыльца покрытосеменных (53.1–62.9 %). Пыльца голосеменных пород составляет 23.5–24.5 %. Споры занимают относительно большой объем в интервале от 8.3 до 19.3 %, а пыльца травянистых составляет от 3.1 до 5.3 %.

В целом ПЗ III характеризуется обедненным составом спор и пыльцы, как в видовом, так и в родовом составе. В ней присутствует значительно большее количество пыльцы травянистых растений. В отличие от ПЗ II, споры представлены в меньшем количестве. По вариациям содержания отдельных элементов в составе палиноспектров ПЗ III выделяются две подзоны: v и g [Болотникова, 1979; Томская, 1981]. В подзоне v (обр. 15) на фоне снижения роли пыльцы голосеменных пород резко преобладает пыльца трех родов (Ulmus, Juglans, Carya). Присутствует пыльца Quercus. Эти формы характерны для отложений верхнего миоцена. В подзоне g (обр. 11) господствует пыльца покрытосеменных деревьев с максимальным содержанием пыльцы Carya, Quercus, Ulmus, с заметным участием пыльцы рода Fagus. Среди голосеменных пород доминирует пыльца Taxodiaceae, Pinus и Tsuga. Эта подзона хорошо коррелируется с фазами раннего плиоцена. В целом осадочные отложения всех пачек западной части расчистки и пачек 1в–2в (ms) восточной части расчистки датируются по палиноспектрам ПЗ I эоценом–олигоценом, отложения пачек 3в–5в (tn) восточной части расчистки по палиноспектрам ПЗ II – нижним–средним миоценом и

отложения пачки 6в (tn) восточной части расчистки по палиноспектрам ПЗ III – началом нижнего плиоцена.

Состав палиноспектров северной и южной частей разреза Мишиха, выделенных в ПЗ I, позволяет датировать данный интервал эоцен–олигоценовым возрастом. ПЗ II можно отнести к нижнему миоцену, а верхнюю часть подзоны d и нижнюю часть подзоны v ПЗ III можно считать переходом от нижнего к верхнему миоцену. Верхнюю часть подзоны b и нижнюю часть подзоны g можно отнести к верхнему миоцену, а верхнюю часть подзоны g – к началу нижнего плиоцена.

На рис. 4.25 представлены результаты факторного анализа палиноспектров в координатах первого и третьего факторов, составляющих, соответственно, 22.4 и 13.8 % изменчивости всей совокупности образцов.



Рис. 4.25. Факторные диаграммы спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений [Аль Хамуд и др., 2021]. Панель *a* – диаграмма векторов образцов: 1–3 – стратоны мишихинской толщи: эоценовый (1), верхнеэоценовый-нижнеолигоценовый (2), верхнеолигоценовый (3); 4–5 – то же, танхойской свиты: нижне-среднемиоценовый (4),

верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый (5). Панель *б* – диаграмма векторов переменных: 6–9 – голосеменные (6), покрытосеменные (7), споры (8), травы (9).

На диаграмме рис. 4.25 б выделяется группа векторов пыльцы из 14 пород широколиственных растений с отрицательными значениями фактора 1 при отрицательных значениях фактора 3 в квадранте III.

На диаграмме рис. 4.25 б в этом же квадранте диаграммы находятся вектора эоценовых образцов. Растительное сообщество обозначает развитие широколиственных лесов богатого видового состава с заметным участием тропических элементов – *Liquidambar, Platycarya, Pterocarya.* Отмечены дубы и представитель рода *Ulmoidites,* характерные для отложений эоцена, а также элементы искусственной классификации – *Triatriopollenites,* представителя палеоценовой флоры. Преобладание в составе хвойных болотного кипариса и секвойи указывает на широкое развитие озер и заболоченных территорий. Нижний ярус растительности развит слабо. Климат был близок к тропическому, но наличие листопадных пород указывает на заметные перепады летних и зимних температур. Подобный состав лесов описан для отложений позднего палеоцена для территории Северо-Китайской флористической провинции [Болотникова, 1979].

Спорово-пыльцевые векторы обр. 52, 10 и 49 смещаются в положительную область фактора 3 (квадрант II). Спорово-пыльцевой вектор обр. 52 обозначает усиление аридизации в конце эоцена, которое привело к резкому расширению ареала дубовобуковой составляющей в широколиственных лесах с доминировавшими гикориевоореховыми зарослями и небольшим участием тропических вечнозеленых пород. Состав растительности субтропического типа свидетельствует о теплом климате с пониженной влажностью.

Значительное участие в составе хвойных пород болотного кипариса и секвойи в обр. 10 и 49 говорит о существовании в позднем олигоцене обширных заболоченных территорий. В речных долинах были широко развиты ореховые леса с участием лапины, бука, дуба, граба, ликвидамбара, восковника с подлеском из комптонии. В горном районе с субтропическим климатом были развиты обширные заболоченные территории с возрастанием аридизации. Горообразующие тектонические процессы имели место, скорее всего, до среднего олигоцена.

Палиноспектры образцов ПЗ II (41, 46, 24) смещаются в квадранты IV и I. Палиноспектры образцов 46 и 41 подзоны а характеризуются примерно одинаковым содержанием пыльцы голосеменных и покрытосеменных пород. В составе палиноспектра обр. 41 более разнообразно представлена пыльца покрытосеменных растений.

Преобладают *Momipites*, *Carya*, *Juglondaceae*, *Quercus* и *Ulmus*. Присутствует пыльца голосеменных растений в основном трех видов: *Tsuga*, *Picea* и *Taxodium*. Климат достаточно теплый и относительно сухой. Обр. 24 подзоны b дает резко положительное значение фактора 3. Несмотря на вариации встречаемости основных составляющих, для этой подзоны характерны общие составляющие – присутствие в составе темнохвойных лесов тсуги. В целом, эта подзона характеризуется умеренно теплым климатом, постепенно переходящим к умеренно прохладному, хотя и продолжают встречаться формы термофильных видов широколиственных пород.

Палиноспектры ПЗ III (обр. 15 и 11), имеющие положительные значения первого и третьего факторов, содержат пыльцу лиственных, доля которых увеличивается до 62.9 %. Палинозона характеризуется разнообразной пыльцой и спорами теплого климата.

Минеральный состав легкой и тяжелой фракций отложений северной и южной расчисток

В легкой силикатной фракции отложений верхнеолигоценовых синих глин местонахождения Шахтерской горки был определен кварц (30 %), плагиоклаз (13.6 %), калишпат (6.4 %), биотит (6 %), мусковит (1.2 %), хлорит (14.8 %). Остальное (28 %) составляют агрегаты, графит, углистый и растительный материал [Мац, 2015].

Существенная роль хлорита в синих глинах южной расчистки Мишихинского разреза подтвердилась рентгенофазовым анализом и методом СЭМ обр. Ю-15, Ю-16 и Ю-17. Для сопоставления минерального состава синих глин и осадочных отложений другого литологического состава Мишихинского разреза выполнены новые определения состава минералов легких фракций отложений (табл. 4.4). В легкой фракции синей глины обр. Ю–15 основную массу (61.6 %) составляют минеральные агрегаты беловатые и сероватые, реже – рыжеватые изометричные и неправильные зерна слюдисто-глинистого состава, которые легко давятся. Встречаются единичные черные и темно-коричневые угловатые зерна углистого вещества неправильной формы (которые также легко давятся), углефицированные растительные остатки, буро-коричневые и темно-коричневые, уплощенные мелкие обломки с волокнистым строением и зеленые окатанные тонкие чешуйчатые зерна хлорита (единичные знаки). Своеобразие минерального состава обр. Ю-15 подчеркивается минимальными для всей изученной коллекции содержаниями кварца (21.6 %), плагиоклаза (8 %), калишпата (4.4 %) и биотита (4.4 %). В другом образце синей глины (Ю–17), однако, минеральных агрегатов не обнаружено. Этот образец имеет соотношения кварца, плагиоклаза, калишпата и биотита, подобные соотношениям этих минералов в других породах Мишихинского разреза (табл. 4.4) и не отличается от них по петрогенным и малым элементам.

| | Южная расчистка | | | | Северная расчистка | | | |
|----------------------|------------------|--------|------|------|--------------------|--------|------|--------|
| Свиты | ms (синие глины) | | tn | | ms | | | tn |
| № обр. | Ю—17 | Ю–15 | Ю–11 | Ю–8 | C-3 | C4 | C-49 | C-31 |
| Кварц | 60.8 | 21.6 | 52.8 | 65.6 | 58.4 | 58.8 | 61.2 | 61.6 |
| Плагиоклазы | 18.8 | 8 | 17.2 | 20.8 | 21.6 | 16.4 | 14.8 | 16.4 |
| Калишпаты | 14 | 4.4 | 12.8 | 10.8 | 8.4 | 14.8 | 10.8 | 11.2 |
| Биотит | 6.4 | 4.4 | 16.4 | 2.4 | 10.8 | 10 | 12.8 | 10 |
| Мусковит | ед.зн. | ед.зн. | 0.8 | 0.4 | 0.8 | ед.зн. | 0.4 | 0.8 |
| Хлорит | 0 | ед.зн. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ед.зн. |
| Графит | 0 | 0 | 0 | 0 | ед.зн. | ед.зн. | 3Н. | ед.зн. |
| Агрегаты | 0 | 61.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Углеф. раст. остатки | 0 | ед.зн. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Углистое вещество | 0 | 3Н. | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Минеральный состав легкой фракции отложений южной и северной расчисток

Мишихинского разреза, %.

В легкой фракции песчаных отложений южной и северной расчисток преобладает кварц бесцветного, прозрачного, реже желтоватого и белого, угловато–окатанного и угловатого облика. Редко кварц встречается в виде окатанных зерен неправильной и призматической формы, иногда с мелкими черными включениями. Плагиоклаз, калишпат и биотит имеют подчиненное значение. Плагиоклаз и калишпат присутствуют в виде бесцветных, желтоватых, белых, редко сероватых угловато-окатанных, реже угловатых и окатанных таблитчато-призматических зерен, видны полисинтетические двойники, часть зерен пелитизирована. Пластинки биотита светло-коричневые, зеленовато-коричневые, редко темно-коричневые, угловато-окатанные, реже угловатые. Тонкие пластинки биотита имеют неправильную форму, некоторые изогнуты и имеют рваные окончания. Единичные зерна мусковита бесцветные, прозрачные, угловато-окатанные, имеют вид тонких пластинок неправильной формы. Встречены единичные черные, блестящие зерна графита в виде угловато-окатанных мелких пластинок неправильной формы, часто изогнутых.

В тяжелой фракции синей глины местонахождения Шахтерской горки были определены минералы двух групп: 1) группа граната (11.2 %), титанит (11.9 %), роговая обманка (3.8 %), эпидот (3.1 %), пирит (2.5 %), и 2) гетит (14.4 %), диопсид (3.1 %), магнетит (3.2 %), циркон (0.62 %), сидерит (2.5 %) [Мац, 2015].

В пробе синих глин Ю–15 южной расчистки Мишихинского разреза (табл. 4.5) присутствует тяжелая фракция минералов первой группы: группа граната (12.2 %), титанит (6.8 %), роговая обманка (12.2 %), эпидот (23.4 %) и пирит (19 %). Минералы второй группы присутствуют в качестве второстепенных фаз (<5 %): гетит (1.2 %),

диопсид-авгит (1 %), магнетит (2 %) и циркон (1 %). Сидерит не обнаружен. Дополнительно определено существенное количество ильменита (16.2 %), а также второстепенные количества турмалина (1.6 %), брукита (1.2 %), лейкоксена (0.62 %), тремолита (1 %), апатита (0.4 %) и гематита (0.6 %). В отличие от пробы Ю–15, в пробе синих глин Ю–17 пирит отсутствует, роль гематита, гетита, ильменита и эпидота снижается, а роль группы граната, роговой обманки и турмалина возрастает.

Таблица 4.5

| | Южная расчистка | | | | Северная расчистка | | | |
|-----------------|-----------------|------|--------|--------|--------------------|--------|--------|--------|
| Свиты | 1 | ms | | tn | | ms | | |
| № образца | Ю–17 | Ю—15 | Ю–11 | Ю—8 | C-3 | C-4 | C-49 | C-31 |
| Магнетит | 3Н. | 2 | 2.2 | 2.2 | ед.зн. | 0.2 | ед.зн. | ед.зн. |
| Ильменит | 6.2 | 16.2 | 10.2 | 13.8 | 7.2 | 5.4 | 11.6 | 7.6 |
| Гр. гранатов | 46 | 12.2 | 2.4 | 2.4 | 3.4 | 8.2 | 42.4 | 3.8 |
| Циркон | 2.2 | 1 | 0.6 | 1 | 0.8 | 0.8 | 5.4 | 0.8 |
| Титанит | 5.8 | 6.8 | 11.4 | 11 | 6.4 | 9.6 | 5.8 | 10.2 |
| Лейкоксен | 1.2 | 1.4 | 2.4 | 2 | 1.6 | 3.6 | 4 | 1.6 |
| Роговая обманка | 18.6 | 12.2 | 31.8 | 29.8 | 37.6 | 32 | 8.4 | 25.2 |
| Тремолит | ед.зн. | 1 | 0.4 | 0.6 | 1.2 | 0.4 | 0.2 | 1.4 |
| Диопсид-авгит | 1.6 | 1.0 | 2.2 | 4.8 | 7.4 | 1.6 | ЗН. | 0.6 |
| Гиперстен | 0 | 0 | 1.8 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 0 | 1 |
| Гр. эпидота | 15.8 | 23.4 | 25.2 | 26 | 27.8 | 31.2 | 19.2 | 37.8 |
| Апатит | ед.зн. | 0.4 | 2.4 | 1 | 1.6 | 2.6 | ЗН. | 4.6 |
| Пирит | 0 | 19 | 0 | 0 | ЗН. | 0 | 0 | 0 |
| Гематит | ЗН. | 0.6 | 1.2 | 0 | 0.2 | ЗН. | 0.2 | 0.2 |
| Гетит | 0 | 1.2 | ед.зн. | 1 | ед.зн. | 0.2 | 0.2 | 0.6 |
| Турмалин | 2.6 | 1.6 | 5.6 | 4 | 14.2 | 3.6 | 1.6 | 4.6 |
| Рутил | ед.зн. | 0 | 0.2 | ед.зн. | ед.зн. | 0 | 1 | ед.зн. |
| Брукит | ед.зн. | 0 | 0 | 0 | ед.зн. | 0 | 0 | 0 |
| Силлиманит | 0 | 0 | ЗН. | 0 | 0.4 | ед.зн. | ед.зн. | ЗН. |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Минеральный состав тяжелой фракции отложений Мишихинского разреза, %.

Отметим общую доминирующую роль трех последних минералов в тяжелой фракции минералов песчаников мишихинской толщи и танхойской свиты Мишихинского разреза. Содержания группы граната достигают 42.4 %, роговой обманки – 37.6 %, турмалина – 14.2 %. В отложениях наиболее древней части мишихинской толщи (эоценового возраста) и более молодой танхойской свиты роговая обманка (25.2–37.6 %), светло и темно-зеленая (почти непрозрачная), представлена угловато-окатанными, реже угловатыми и окатанными зернами призматической формы, иногда с «рваными» или закругленными окончаниями, а также зернами эпидота (25.2–37.8 %) зеленоватого, фисташково-зеленого, бесцветного, угловато-окатанными и окатанными, неправильной, призматической и изометричной формы, иногда с включениями. Гранат (до 46 %) бесцветный, розоватый и слабо коричневатый, угловато-окатанный, угловатый, неправильной формы, единичные кристаллы (ромбододекаэдры), иногда с мелкими черными включениями.

Другие минералы отложений разреза представлены: группой эпидота (до 37.8 %), цирконом (до 5.4 %), диопсид-авгитом (до 7.4 %), титанитом (до 11.4 %) и ильменитом (до 13.8 %). В качестве второстепенных минералов (<5 %) присутствуют магнетит (до 2.2 %), лейкоксен (до 4 %), тремолит (до 1.4 %), гиперстен (до 1.8 %), апатит (до 4.6 %). Обнаружены единичные зерна рутила, гематита, гетита, брукита и силлиманита.

Полученные результаты (табл. 4.4 и 4.5) подчеркивают отличие синих глин от других осадочных пород по минеральному составу легкой и тяжелой фракций.

4.1.2. Половинкинский опорный разрез – гипостратотип танхойской свиты

Для танхойской (угленосной) свиты Танхойского блока одноименной тектонической ступени характерно распространение многочисленных прослоев бурых углей. Свое название свита получила по железнодорожной станции Танхой. В разрезе р. Половинка (в 14 км восточнее ст. Танхой) находится единственное крупное местонахождение ископаемой фауны регионального и межрегионального значения. Этот разрез принят в качестве гипостратотипа танхойской свиты [Рассказов и др., 2014]. Обнажения изучены по обоим берегам реки. Падение слоев в разрезе северо–северозападное, редко северо-восточное (простирание 10–20°) под углами 15–20°, на отдельных участках – до 40 (рис. 4.26).

Далее приводится характеристика разреза по работе [Рассказов и др., 2014]. По правобережью р. Половинка отложения танхойской свиты слагают стратиграфически низкие слои, представленные в точке наблюдения (т.н.) 185 (снизу вверх):

песчаники светло- и темно-серые, мелкозернистые, среднезернистые.
Слоистость горизонтальная, с пропластками углистых алевролитов. Мощность 4.0 м;

песчаник серый, среднезернистый, хорошо отсортированный, с обломками обугленной древесины. Мощность 0.6 м;

 алевролиты глинистые с растительными остатками, с матовыми углями и углистыми аргиллитами. Мощность 1.0 м;

4) алевролиты углисто-слюдисто-глинистые с алевролитовыми и песками, тонкозернистыми. Слоистость горизонтальная, реже – косая. Мощность 2.5 м.



Рис. 4.26. Разрез гипостратотипа танхойской свиты по правобережью р. Половинка с местоположением [Рассказов и др. 2014]. Разрез и схема опробования гипостратотипа танхойской свиты на р. Половинка и в соседних речных долинах. Точки наблюдений: а – местоположение разреза (красная линия); б – в разрезе по левобережью р. Половинка; в – в разрезе по ее правобережью. Усл. обозн.: 1 – угли бурые; 2 – аргиллиты; 3 – глинистослюдистые алевролиты и алевриты; 4 – песчанистые алевриты и алевролиты, алевритовые пески; 5 – известковистые алевролиты и песчаники; 6 – мергели; 7 – конкреции мергелей, известковистых песчаников; 8 – песчаники и пески мелкозернистые слюдистые; 9 – песчаники разнозернистые, гравелистые; 10 – конгломераты, галечники; 11 – моллюски: а – двустворки, б – гастроподы.

Описанные отложения просматриваются на протяжении 30 м, до т.н. 186. Далее встречаются алеврито-слюдистые глины, у кровли – угли мощностью до 1 м.

В интервале 80-90 м встречаются свалы алевролитовых и песчаных сидеритов и мергелей.

В т.н. 102 и 103, в обрыве коренного берега высотой 15 м, вскрыты (снизу):

алевро-песчаники голубовато-серые. Горизонтальная слоистость подчеркнута идеально отсортированными слюдистыми песками. Верхняя граница резкая. Мощность 3.0 м;

2) угольный пласт коричневато-бурый. Мощность 1.8 м;

67

 алевролиты голубовато-серые, песчаники и алевро-песчаники, отсортированные, с углистым веществом. Мощность 3.5 м;

4) угли и углистые аргиллиты. Верхняя граница нечеткая. Мощность 1.5 м;

алевролиты темно-серые, углистые, местами алевро-песчаники. Мощность
4.0 м.

В т.н. 104 задокументированы (снизу вверх):

 алевролиты и алевролитовые песчаники с прослоями углисто-слюдистого материала мощностью 0.5–1.5 см. Встречаются тонкие пропластки песчаников, желтовато-серых, мелкозернистых. Мощность около 6.0 м;

угли, мощность 0.5 м;

 песчаники тонко-, среднезернистые, хорошо сортированные, голубоватосерые. Мощность 3.5 м;

алевролиты темно-серые и аргиллиты, серые, слюдистые, с волнисто-косой слоистостью. Мощность 1.3 м;

5) угли монотонные, плитчатые, с штриховато-ребристой текстурой. Мощность 2.0 м;

6) алевролиты и алевро-песчаники, волнисто-горизонтально-слоистые, с конкрециями песчанистых известняков и пропластками углей. Мощность 6.0 м.

В т.н. 100 в 0.4 км изучена последовательность (снизу вверх):

 песчаники слюдисто-глинистые, отсортированные, мелкозернистые и алевролитовые. Мощность (видимая) 1.6 м;

 песчаники серые, среднезернистые, сортированные, плотные, известковистые, массивного сложения, с растительным детритом. Мощность 1.5–2.0 м;

алевролиты и алевро-песчаники серые и темно-серые, слюдисто-глинистые.
Мощность 3.0 м.

По левобережью р. Половинка фрагментарно обнажены отложения на тех же уровнях, что и в обрывах правобережья. В т.н. 101 выходят отложения, непосредственно подстилающие нижнюю пачку в т.н. 102. Здесь установлены (снизу вверх):

алевро-песчаники голубовато-серые, плитчатые, с углистыми пропластками.
Мощность 1.2 м;

песчаники тонкозернистые, серые, слюдисто-глинистые, полимиктовые.
Мощность 2.0 м.

Общая мощность свиты по обоим берегам реки составляет до 500 м.

Обоснование возраста отложений

Возраст теплолюбивой малакофауны из разреза Половинка определен как позднепалеогеновый–раннемиоценовый [Логачев, Попова, 1963]. Обращалось внимание на то, что для танхойского времени общим в Прибайкалье было храктерно небольшое число таксонов: родов *Baicalia*, Baicaliidae. При этом сем. Baicaliidae и Benedictiidae представляют собой эндемики Байкала – реликты неогенового времени [Зубаков, 1999]. Осадочные отложения танхойской болотно-старичной фации начали формироваться на рубеже олигоцена–миоцена (или в раннем миоцене), а отложения Осиновской палеодолины – на рубеже раннего-среднего миоцена [Рассказов и др., 2014].

Из отложений танхойской свиты Половинкинского разреза дополнительно отобрано 5 проб на палинологический анализ: Pl-1 – Pl-5 (т.н. 182, рис. 4.26). Палинологический анализ выполнен В.А. Мишариной (ИЗК СО РАН).

Обр. Pl–1 содержит: *Picea* sect. Eupicea 24 %, *Picea* sect. Omorica 2 %, *Picea* sp. 5 %, *Pinus* s/g Diploxylon 5 %, *Pinus* s/g Haploxylon 4 %, *Pinus* sp. 0.3 %, *Tsuga* sp. 4 %, *Podocarpus* sp. 2 %, *Larix* sp. 0.3 %, *Taxodiaceae* 1 %, *Dacrydium* sp. 1 %, *Cedrus* sp. 0.3 %, *Glyptostrobus* sp 0.3 %, *Juglandaceae* 3 %, *Persycarya* sp. 1 %, *Corylus* sp. 10.3 %, *Ulmus* sp. 4.8 %, *Platycarya* sp. 1.4 %, *Pterocarya* sp. 0.7 %, *Salix* sp. 0.3 %, *Ericales* 3.8 %, *Almus* sp. 1.0 %, *Betula* sp. 6.9 %, *Fagus* sp. 0.3 %, *Carya* sp. 1.4 %, *Ilex* sp. 0.3 %, *Carpinus* sp. 0.3 %, *Myrica* sp. 2.1 %, *Diervilla* sp. 0.7 %, *Ephedra* sp 0.3 %, *Onagraceae* 0.3 %, *Compositae* 1.7 %, *Chenopodiaceae* 1.0 %, *Sphagnum* sp. 2.8 %, *Polypodiaceae* 5.1 %, *Selaginella* sp. 0.3 %, *Osmunda* sp. 0.3 %. Всего миоспор выявлено на два препарата 291 (100 %).

Обр. Pl-2 содержит: *Picea* sect. Eupicea 5.7 %, *Pinus* s/g Diploxylon 0.7 %, *Pinus* s/g Haploxylon 0.7 %, *Pinus* sp. 1.1 %, *Tsuga* sp. 1.4 %, *Podocarpus* sp 0.7 %, *Dacrydium* sp. 0.4 %, *Betula* sp. 7.5 %, *Corylus* sp. 16.4 %, *Ilex* sp 0.7 %, *Ericales* 12.8 %, *carya* sp. 2.1 %, *Pterocarya* sp. 1.8 %, *Platycarya* 6.1 %, *Juglandaceae* 5.0 %, *Alnus* 1.1 %, *Ulmus* sp. 5.7 %, *Myrica* sp. 2.1 %, *Picea* sp. 5.0 %, *Sphagnum* sp.14.6 %, *Polypodiaceae* 7.1 %, *Osmunda* sp. 0.7 %. Всего выявлено миоспор на три препарата 280 (100 %).

Обр. Pl-2 содержит: *Picea* sect. Eupicea 3.5 %, *Picea* sect. Omorica 0.6 %, *Picea* sp. 6.9 %, *Pinus* s/g Diploxylon 4.1 %, *Pinus* s/g Haploxylon 2.3 %, *Thya* sp. 4.6 %, *Abies* sp. 1.2 %, *Taxodiaceae* 1.2 %, *Alnus* sp. 2.3 %, *Ilex* sp 1.2 %, *Juglandaceae* 4.6 %, *Ulmus* sp.10.4 %, *Magnolia* sp.(?) 9.3 %, *Carya* sp. 3.5 %, *Platycarya* sp. 1.2 %, *Corylus* sp. 3.5 %, *Fagus* sp. 0.6 %, *Pterocarya* sp. 1.2 %, *Diervilla* sp. 3.5 %, *Engelhardtia* sp. 3.5 %, *Liriodendron* sp. 3.5 %, *Ericales* 1.2 %, *Aster* (Compositae) 1.2 %, *Polypodiaceae* 2.9 %. Всего миоспор выявлено 173 экз. (100 %) на 6 препаратов.

Образец (Pl-3) содержит: *Picea* sect. Eupicea 6 экз., *Picea* sp. 11 экз., *Pinus* sp. (плохой сохранности) 10 экз., *Tsuga* sp. 3 экз., *Juglandaceae* 17 экз., *Corylus* sp. 15 экз.,

Betula sp. 16 экз., Salix 1 экз., Pterocarya sp. 1 экз., Alnus sp. 21 экз., Ulmus sp. 16 экз., Ilex sp. 4 экз, Carpinus sp. 1 экз., Diervilla sp. 1 экз., Platycarya sp. 8 экз., Quercus sp. 2 экз., Gramineae 1 экз., Compositae 3 экз., Polypodiaceae 3 экз. Всего насчитывается 140 экз. (100 %) на 4 препората.

Обр. Pl-4 содержит: *Alnus* sp. 6 экз., *Coniferales* (плохой сохранности) 2 экз., *Pinus* sp. (пл. сохр.) 4 экз., *Corylus* sp. 1 экз., *Polypodiaceae* 2 экз. Всего выявлено 16 экз. миоспор на 5 препаратов.

Обр. Pl-5 содержит: Picea sect. Eupicea 0.5 %, Picea sp. 1 %, Pinus s/g Diploxylon 3.4 %, Pinus s/g Haploxylon 1.8 %, Pinus sp. 2.6 %, Larix sp. 2.6 %, Abies sp. 0.3 %, Taxodiaceae 1.1 %, Podocarpus sp. 3.7 %, Cedrus sp. 0.8 %, Ginkgo sp. 0.5 %, Glyptostrobus sp. 0.5 %, Dacrydium sp. 1.6 %, Acer sp. 9.7 %, Rhus (сумак) 3.4 %, Myrica sp. 8.7 %, Quercus sp. 13.2 %, Salix sp. 3.2 %, Fagus sp. 2.4 %, Ilex sp. 3.2 %, Nyssa sp. 4.2 %, Almus sp. 3.2 %, Betula sp. 5.8 %, Ulmus sp. 0.3 %, Magnolia sp. 2.4 %, Liquidambar sp. 0.3 %, Sterculia sp. 1.6 %, Nelumbo sp. 1.3 %, Phyllocladidites bibulbus 4.1 %, Ephedripites sp. 2.6 %, Equisetosporites sp. 4.0 %, Triporopollenites 4.0 %. Споры – Leiotriletes sp. 1.1 %, Sphagnum sp. 1.3 %, Salvinia sp. 1.1 %. Всего выявлено 350 экз. (100 %) на двух препаратах. Миоспоры единичны.

Из приведённого данных можно сделать следующий вывод: палинофлора обр. Pl-1, наиболее полная в видовом и количественном отношениях, соответствует раннемусреднему миоцену. Палинологические данные по обр. Pl-2, Pl-3, Pl-4 и Pl-5, с более бедным видовым спектром миоспор, не противоречат этому выводу.

4.1.3. Дулихинский опорный разрез

В Аносовской палеодолине, на территории распространения аносовской свиты в западной части Танхойской тектонической ступени (см. рис. 4.1), выделена осиновская свита со стратотипом, охарактеризованным по р. Осиновка-Кедровая [Мац и др., 2001]. Крупные фрагменты разреза, длиной до 400 м, прослежены от устья реки до контакта с древними метаморфическими толщами и гранитоидами на протяжении 8 км. Отложения свиты залегают на каолинитовой коре выветривания. Нижняя часть разреза представлена аллювиальными образованиями – валунно-галечными конгломератами с редкими прослоями алевролитов, песчаников и тонкими линзами угля. В мелкотерригенных прослоях В.М. Климановой и В.А. Мишариной установлены спорово-пыльцевые спектры раннего–среднего миоцена. Выше по разрезу свита сложена песчано-галечными и галечно-песчаными осадками, характеризующими отложения крупной дельты, а также

прибрежно-озерные литофации с участием галечников волноприбойных валов. В кровле разреза залегает пласт глинистых алевролитов с включениями мелких галек, так называемые «синие аносовские глины» [Пальшин, 1955]. Глины обогащены растительным детритом, содержат включения вивианита. Из алевролитов этого пласта выделен богатый спорово-пыльцевой спектр позднего миоцена—раннего плиоцена, а также определены диатомовые водоросли, древние представители рода *Stephanodiscus*. Байкальские эндемики не установлены. Мощность свиты около 1000 м [Мац и др., 2001].

Комплекс обнажений осиновской свиты (р. Дулиха) сложен гравийно-песчаными отложениями с мелкогалечным материалом. Отложения промыты, слабо обохрены, с наклонной слоистостью (рис. 4.27).



Рис. 4.27. Разрез осиновской свиты в карьере, пройденном в нижнем течении р. Дулиха: а – местоположение карьера; б – общий вид разреза осиновской свиты; в – точки отбора и номера образцов. Рисунок автора.

Литологический состав отложений от грубых песков (х*=1.82 мм) до средней гальки (х*=26.81 мм) (рис. 4.28 *a*). Значения коэффициента вариации (v=1.19–1.91) совпадают с сектором аллювиального генезиса (рис. 4.28 *б*).



Рис. 4.28. Гранулометрия отложений Дулихинского разреза. *а* – средневзвешенный диаметр частиц х*, *б* – коэффициента вариации v. Рисунок автора.

4.1.4. Аносовский опорный разрез

Аносовский опорный разрез находится в обнажении левого борта р. Аносовка (рис.

4.29).



Рис. 4.29. Местоположение изученных фрагментов стратотипа аносовской свиты на левобережье р. Аносовка.

В обнажении наблюдаются две толщи (рис. 4.30).

Нижняя толща, глинистая, представлена пачками 1-3 (снизу вверх):

Пачка 1 (интервал 0–4 м, обр. An-1–An-5) – синяя глина, однородная, без видимой слоистости;
Пачка 2 (интервал 4–8 м, обр. An-6–An-9) – зеленовато-коричневая, светлокоричневая глина;

Пачка 3 (интервал 8–16 м, обр. An-10–An-14) – в основании пачки находится прослой песка мелкозернистого, охристого с хорошо окатанной мелкой галькой. Пачка сложена алевритом, светло-коричневым, переходящим выше по разрезу в ритмичное переслаивание алеврита светло- и темно-коричневого цвета. В верхней части алеврит приобретает голубовато-коричневые тона. Пачка венчается 20-сантиметровым слоем голубоватого алеврита, насыщенного гравелистым материалом.

Верхняя толща, песчано-галечниковая, представлена пачками 5-7:

Пачка 4 (интервал 16–20 м, обр. An-15–An-16) – галечник мелкий, песок, желтовато-серый, бурый, преимущественно крупнозернистый;

Пачка 5 (интервал 20–22 м, обр. An-17) – отделяется от нижележащей пачки 2сантиметровым марганцевым прослоем. Пачка сложена песком, охристым, среднекрупнозернистым;

Пачка 6 (интервал 22–35 м, обр. An-18–An-23) – переслаивание мелких галечников и песков светло- и темно-коричневых, средне-крупнозернистых;

Пачка 7 (интервал 35–40 м) перекрывающая, сложена галечником с наполнителем песка темно-серого, крупнозернистого до гравелистого.



Рис. 4.30. Разрез стратотипа аносовской свиты на левобережье р. Аносовка. Рисунок автора.

Гранулометрический состав отложений

Нижняя толща представлена плотными синими глинами, алевролитами и алевропесками. Содержание глинистой фракции (табл. 4.6) в исследуемых отложениях по данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образца составило (%): 19.3 (An-2) и 10.9 (An-7). Количество пылеватой фракции достигает максимальных значений: 72.5 % – в первом образце (An-2) и 77.2 % – во втором (An-7). По классификации В.В. Охотина (классификация глинистых пород по гранулометрическому составу), породы имеют следующие наименования: глина песчаная пылеватая (An-2) и глина сильно песчаная пылеватая (An-7).

Таблица 4.6

| N⁰ | | Содер | жание фракі | Тип отложений | | |
|---------|------------|------------|-------------|---------------|-------------|---------------------------------|
| образца | 0.5-0.25 | 0.25- | 0.05-0.01 | 0.01- | < 0.002 | |
| | | 0.05 | | 0.002 | ММ | |
| Am 2 | <u>4.2</u> | 4.0 | <u>54.2</u> | <u>18.3</u> | <u>19.3</u> | Глина песчаная пылеватая |
| All-2 | 2.8 | 3.1 | 51.4 | 16.6 | 26.1 | (средняя пылеватая) |
| A.m. 7 | <u>2.1</u> | <u>9.7</u> | <u>58.0</u> | <u>19.3</u> | <u>10.9</u> | Глина сильно песчаная пылеватая |
| An-/ | 1.8 | 4.3 | 48.1 | 24.5 | 21.3 | (легкая пылеватая) |

Результаты гранулометрического анализа глинистых отложений из Аносовского разреза

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости отложений. Содержание глинистой фракции в представленных образцах составляет 26.1 и 21.3 %, что соответствует в обоих случаях (An-2 и An-7) глине песчанистой пылеватой.

Верхняя толща представлена охристым, горизонтально-слоистым грубообломочным материалом, имеет пестрый литологический состав от среднезернистых песков (х*=0.43 мм) до мелкой гальки (х*=17.82 мм) (рис. 4.31 *a*). По коэффициенту вариации (v=0.82–1.87) (рис. 4.31 *б*) определяется аллювиальное происхождение толщи.



Рис. 4.31. Гранулометрические параметры отложений верхней толщи Аносовского разреза: *а* – средневзвешенный диаметр частиц х*, *б* – коэффициента вариации v. Рисунок автора.

Минеральный состав отложений

В табл. 4.7 представлены результаты рентгенофазового анализа обр. An-3, An-6 и An-8 нижней толщиАносовского разреза.

Таблица 4.7

Соотношение основных минералов отложений нижней толщи Аносовского разреза по данным рентгенофазового анализа

| | Содержание минералов в породе, % | | | | | | | |
|-------|----------------------------------|-------|------------|----------|------------|--------|------------|--|
| Пачка | Номер образца* | Кварц | Плагиоклаз | Каолинит | Гидрослюда | Хлорит | Вермикулит | |
| 2 | An-8 | 50 | 25 | - | 7 | 15 | 3 | |
| 2 | An-6 | 60 | 23 | 5 | 5 | 5 | 2 | |
| 1 | An-3 | 50 | 25 | 5 | 15 | 5 | + | |

*Местоположение образцов см. на рис. 4.30.

В отложениях преобладает терригенная фракция, среднее трех определений – 77.6 % (кварц – 53.3 %, плагиоклаз – 24.3 %) (табл. 4.8) при низком содержании глинистых минералов (22.3 %). Глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и вермикулитом (кроме обр. Ап-8, в котором каолинит отсутствует).

Таблица 4.8

Результаты статистической обработки данных минерального состава отложений нижней толщи Аносовского опорного разреза

| Статистические параметры | Содержание минералов, % | | | | | | |
|----------------------------------|-------------------------|------------|--------------------|--|--|--|--|
| | Кварц | Плагиоклаз | Глинистые минералы | | | | |
| Верхнемиоценовые отложения (n=3) | | | | | | | |
| X _{cp.} | 53.3 | 24.3 | 22.3 | | | | |
| σ | 5.7 | 1.1 | 4.6 | | | | |
| V _{вар.} | 11 | 5.0 | 21.0 | | | | |

Примечание: Хср. – среднее значение содержания %; σ – стандартное отклонение; Vвар. – коэффициент вариации, %; n – количество образцов.

Состав глинистых частиц обр. An-2 (синяя глина пачки 1) и An-7 (зеленоватокоричневая глина нижнего слоя пачки 2) исследовался методом СЭМ. В двух частицах обр. An-2 определена сульфатная сера (7.59–10.42 %), а также небольшие концентрации красящих в синий цвет элементов: Co (0.14–0.34 %) и Cd (0.48–0.55 %) (рис. 4.32). Еще одна частица этого же образца в точке 3 показала низкую концентрацию серы (0.40 %) при концентрациях Со и Cd, соответственно, 0.22 и 0.15 % (рис. 4.33). Фосфор в этих частицах не обнаружен, поэтому присутствие фазы вивианита не предполагается. Синий красящий эффект связывается с примесью Со и Cd. В двух частицах обр. Ап-7 сера присутствует в ничтожно-малой концентрации (0.31–0.35 %) при измеряемой концентрации Со (до 0.38 %) (рис. 4.34).



Рис. 4.32. Результаты исследования частиц обр. Ап-2 синей глины методом СЭМ. а,





Рис. 4.33. Результаты исследования частицы обр. Ап-2 синей глины методом СЭМ. *a* – точка измерения; *б* – количественные соотношения элементов на 100 %. Видны фрагменты ископаемых диатомовых водорослей.



Рис. 4.34. Результаты исследования частицы обр. Ап-7 зеленовато-коричневой глины методом СЭМ. На рис. *а*, *б* – точка измерения; *в*, *г* – количественные соотношения элементов на 100 %.

Химический состав пород

По химическому составу отложений Аносовский разрез разделяется на нижнюю толщу (толщу 1, включающую пачки 1, 2 и 3) и верхнюю толщу (толщу 2, включающую пачки 4, 5 и 6). Отложения нижней толщи имеют повышенные значения СІА (от 65 до 71), верхней толщи – более низкие значения этого показателя (от 61 до 63) (рис. 4.35).

Нижняя толща имеет повышенные ППП (3.1–5.2 мас.%), верхняя – пониженные ППП (1.3–2.9 мас.%). Отношение Fe₂O₃/FeO в синих глинах сравнительно низкое (<2), возрастает к кровле нижней толщи до 6 и затем снижается. Повышенные содержания K₂O (2.1–2.8 мас.%), Al₂O₃ (16.4–19.2 мас.%) и, возможно, MgO (1.4–2.1 мас.%) при низком SiO₂ (54.1–67.1 мас.%) в нижней толще, сочетающиеся с повышеными ППП, отражают определяющую роль глинистой составляющей в отложениях этой части разреза.

Падение содержаний K₂O (1.4–1.9 мас.%), Al₂O₃ (12.2–13.0 мас.%) и MgO (0.7–1.0 мас.%) при возрастании SiO₂ (72.4–76.4 мас.%) с понижением ППП свидетельствует о резком снижении роли глин в верхней толще. Содержание P₂O₅ выдержано в отложениях всего разреза (0.11–0.18 мас.%). Исключение составляет устойчивое повышенное содержание P₂O₅ (0.23–0.35 мас.%) в отложениях пачки 5.



Рис. 4.35. Вариации химического индекса выветривания (CIA) (*a*), отношения Fe₂O₃/FeO (δ), содержаний P₂O₅ (*b*), ППП (*c*), K₂O (∂), Al₂O₃ (*e*), MgO (\ddot{e}), CaO (\mathcal{H}) и SiO₂ (*3*) в осадочных отложениях снизу вверх по Аносовскому разрезу.

Отложения нижней толщи имеют повышенные концентрации Cu (25.3–76.1 мкг/г) и Co (14.5–21.3 мкг/г) (рис. 4.36а,е), что, наряду с наличием серы в глинистых частицах, установленным методом СЭМ (рис. 4.32), свидетельствует о присутствии в глинисто-

78

алевритовом материале существенного количества тонкодисперсных сульфидов. Возрастание отношения Fe₂O₃/FeO от пачки 1 к пачке 3 отражает вторичное окисление сульфидов от кровли к подошве нижней (глинисто-алевритовой) толщи, произошедшее при накоплении пачек 4 и 5 верхней (песчано-галечниковой) толщи. Понижение содержаний Си и Со, соответственно, до интервалов 9.5–23.5 мкг/г и 4.7–12.6 мкг/г в отложениях верхней толщи отражает смену характера осадконакопления с исчезновением сульфидов.

Обращает на себя внимание также резкая (согласованная) смена от нижней толщи к верхней концентраций U (от интервала 2.0–5.1 мкг/г к интервалу 0.8–2.0 мкг/г), Ba (от интервала 721.5–826.4 мкг/г к интервалу 615.4–579.8 мкг/г), W (от интервала 0.2–1.2 мкг/г к интервалу 0.4–0.9 мкг/г), при смене отношения Th/U (от интервала 2.2–3.1 к интервалу 3.7–4.5) (рис. 4.366–д). Эта смена также свидетельствует о кардинальном различии в характере среды осадконакопления толщ. Осадки нижней толщи образовались в минерализованной озерной воде, верхней толщи – в проточной речной воде.



Рис. 4.36. Вариации концентраций Cu (*a*), U (δ), отношения Th/U (ϵ), концентраций Ba (ϵ), W (∂) и Co (ϵ) в осадочных отложениях снизу вверх по Аносовскому разрезу.

На диаграмме Th/Co–La/Sc породы аносовской свиты соответствуют продуктам разрушения пород кислого состава (рис. 4.37).



Рис. 4.37. Положение фигуративных точек состава отложений Аносовского разреза на диаграмме La/Sc–Th/Co. Поля составов различных источников указаны по работе [Cullers, 2002].

Палинологическое обоснование возраста отложений

На палинологический анализ из отложений Аносовского разреза отобрано 11 проб. Из образцов An-1–An-9 (пачки 1–2) выделены представительные спектры спор и пыльцы (более 500 экз.). По таксономическому и количественному составу они близки между собой, поэтому рассматриваются в пределах одной палинозоны *Taxodiaceae–Tsuga–Carya–Quercus–Ilex–Alnus–Picea–Pinus s/g Haploxylon* (рис. 4.38).



Рис. 4.38. Диаграмма изменений палинозоны осадочных отложений разреза р. Аносовка. На диаграмме с общим составом: треугольники – голосеменные, кружки – покрытосеменные и квадраты – споры. Условные обозн. см. рис. 4.30.

В спектрах преобладает пыльца покрытосеменных растений, составляя в среднем 44 %. Пыльцы голосеменных растений 34 %, среди них преобладают зерна сосны *Pinus.s/g Haploxylon*. Несколько меньше пыльцы ели *Picea* sp., сосны *P.s/g Diploxylon*, ольхи *Alnus* sp., единичные зерна пыльцы березы древесной *Betula* sect. *Albae*, лиственницы *Larix* sp., пихты *Abies* sp. Единичными экземплярами присутствует пыльца тсуги *Tsuga* sp. и широколиственных теплоумеренных родов: падуба *Ilex* sp. и дуба *Quercus* sp. Спорадически пыльца липы *Tilia* sp., лещины *Corylus* sp., каштана *Castanea* sp., ореха *Juglans* sp., а также гикори *Carya* sp., лапины *Pterocarya* sp. и пыльца Тахоdiaceae. Кустарники составляют незначительную долю 12 %, в их составе ива *Salix* sp., береза *Betula* sesct. *Nanae* и ольховник *Alnaster* sp. Пыльцы трав 27 % (максимально до 39 % за счет пыльцы осоки Сурегасеае). Среди них преобладает пыльца злаковых Роасеае (10 %) и осоковых (7 %), полынь *Artemisia* sp. (3 %).

Остальные представлены единичными экземплярами семейств: вересковых Ericaceae, маревых Chenopodiaceae, лютиковых Ranunculaceae василистник *Thalictrum* sp., цикориевых Chicoriaceae, гераниевых Geraniaceae, гвоздичных Caryophyllaceae, сложноцветных Asteraceae и рода эфедры *Ephedra* sp. Спорадически встречается пыльца мареновых Rubiaceae, розоцветных Rosaceae, крестоцветных Brassicaceae, бобовых Fabaceae, в том числе володушки *Bupleurum* sp., зонтичных Apiaceae, валериановых Valerianaceeae, кипрейных Onagraceae.

Постоянна в спектрах пыльца горца земноводного *Polygonum amphibium* L., редко пыльца рогоза *Typha* sp. Спор 23 %. Среди них преобладает споры папоротников Polypodiaceae и сфагнового мха *Sphagnum* sp. Единично представлены различные плауны – булавовидный *Lycopodium clavatum* (L.), можжевельниковый *L. juniperoideum* Sw. (Desv.), колючий *L. pungens* Le Pylaie., и баранец обыкновенный *Huperzia selago* (L.), споры гроздовника *Botrychium* sp., печеночных *Riccia* sp., бриевых *Bryales* sp. и меезиевых мхов *Meesia* sp. В образцах 6 появляются холодолюбивые споры плаунка плауновидного *Selaginella selaginoides* (L.) *С. Mart.*, в 6 и 9 – плаунка сибирского *Selaginella sibirica* (*Milde*) *Hieron*.

Палинозона относится к позднему миоцену.

Выше по разрезу из образцов An-10, An-12, An-14, An-19, An-21 выделены единичные экземпляры пыльцевых зерен бореальных родов растений: березы, ели, ольхи, сосны; трав и спор, содержания которых недостаточно для проведения реконструкций.

Из образца An-17 (пачка 5) получен спорово-пыльцевой спектр, в котором более 500 ед. микрофоссилий Corylus–P. Diploxylon–Pinus s/gHaploxylon–Polypodiaceae.

В его составе (рис. 4.38) преобладают споры (57 %) и пыльца голосеменных растений (36 %), среди которых доминирует пыльца сосны *Pinus* s/g *Haploxylon* (28 %). Сопутствующими является пыльца сосны *P.s/g Diploxylon* (4 %), пихты *Abies* sp. (3 %), березы *Betula* sect. *Albae* (3 %). Единичными экземплярами установлена пыльца ели *Picea* sp. Пыльцы кустарников в спектре содержится не более 4 %, среди них – береза кустарниковая *Betula* sect. *Nanae*, ольховник *Alnaster* sp. и ива *Salix* sp. Объем пыльцы трав незначителен (4 %), среди них: полынь *Artemisia* sp., злаковые Роасеае, осоковые Сурегасеае, маревые Chenopodiaceae, лютиковые Ranunculaceae василистник *Thalictrum* sp., розоцветные Rosaceae, кипрейные Onagraceae и гвоздичные Caryophyllaceaee.

Из пыльцевых зерен шиколиственных установлена только лещина *Corylus* sp. Среди спор (53 %) доминируют кочедыжниковые Polypodiaceae, единичными экземплярами установлены споры сфагнового мха *Sphagnum* sp., плаунов – булавовидного *Lycopodium clavatum* (L.), и можжевельникового *L. juniperoideum* Sw., (Desv.), гроздовника *Botrychium* sp. Реконструируются сосновые леса с участием пихты, ели, подлеском из кустарниковой березы, ивы, ольхи. Доминирование пыльцы Pinaceae, большое количество спор, отсутствие таксодиевых и единичные зерна лещины не противоречат времени накопления изученных отложений в плиоцене.

На факторной диаграмме, в пространстве факторов 1 и 3 (рис. 4.39), выделяются 2 группы спорово-пыльцевых спектров из осадочных отложений Аносовского разреза, отражающие основную изменчивость по фактору 1, отрицательные значения которого соответствуют компоненту елово-сосновых лесов с участием лиственницы, березы и ольхи, с незначительной примесью листопадных широколиственных теплоумеренных родов деревьев, мезофильных ореховых и редкими Тахоdiaceae в умеренно-прохладных климатических условиях позднего миоцена. Положительные значения фактора 1 и положительные и отрицательные значения фактора 3 свидетельствуют о доминировании сосны *Pinus* s/g *Haploxylon*, пихты *Abies* sp. и березы *Betula*, среди спор доминируют кочедыжниковые *Polypodiaceae*, указывая на прохладные климатические условия плиоцена.

Группа 1 спектров верхнемиоценовых пачек 1 и 2 представлена фигуративными точками проб, рассредоточенных в квадрантах II и III, кроме одной пробы (An-3)

смещенной в квадрант IV. Концентрированная группа 2 спектров пачек 3–6 плиоценовой толщи (включая пробу An-17)) смещена в квадранты IV и I.



Рис. 4.39. Факторные диаграммы спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений из Аносовского опорного разреза. Первый и третий факторы составили, соответственно, 32.8 и 59.9 % от суммарной изменчивости. Рисунок автора.

Панель a – диаграмма векторов образцов нижней (выделена серым цветом) и верхней (выделена розовым цветом) частей разреза. Панель δ – диаграмма векторов переменных: древесные 1–11 (черного цвета): 1 – Pinus sect. Cembrae, 2 – Corylus, 3 – Pinus sylvestris, 4 – Abies, 5 – Quercus, 6 – Larix, 7 – Juglans, 8 – Ilex, 9 – Castanea, 10 – Picea sp., 11 – Carya; кустарники 1–4 (синего цвета): 1 – Alnus, 2 – Betula sp., 3 – Alnaster, 4 – Salix; травы 1–23 (красного цвета): 1 – Chicoriaceae, 2 – Onagraceae, 3 – Sphagnum, 4 – Ephedra, 5 – Thalictrum, 6 – Rubiaceae, 7 – Caryophyllaceae, 8 – Fabaceae, 9 – Typha, 10 – Asteraceae, 11 – Taraxacum, 12 – Chenopodiaceae, 13 – Lycopodium, 14 – Poaceae, 15 – Ericaceae, 16 – Cyperaceae, 17 – Artemisia, 18 – Echinops, 19 – Achillea, 20 – Riccia, 21 – Botrychium, 22 – Meesia, 23 – Rosaceae; споры 1–5 (зеленого цвета): 1 – Mysci, 2 – Polypodiaceae, 3 – Osmunda, 4 – Lycopodiales, 5 – Selaginella.

4.2. Палеодолина Пра-Манзурки – опорный разрез Косая Степь-3

Вводные замечания

Новый разрез Косая Степь-3 открывает возможность уточнения данных о наиболее ранних отложениях Пра-Манзурки, вскрытых карьером в среднем течении р. Бугульдейки. Центр нового карьера имеет координаты: 52°52.563' с.ш., 106°05.674' в.д. Осадочная толща обнажается на двух ярусах карьера (рис. 4.40). В составном разрезе различаются 5 литологических пачек (рис. 4.41) [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022].



Рис. 4.40. Схема карьера Косая Степь-3 в плане [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. Пачки 1–4 вскрыты в нижнем ярусе карьера, пачка 5 – в верхнем.

Наиболее ранние отложения песчаной пачки 1 (обр. 1–5) вскрываются в нижнем ярусе западной части карьера. В северной стенке нижнего яруса песчаная пачка 1 перекрывается песчано-гравелистой пачкой 2 (обр. 6–25). Выше прослеживается поверхность размыва, содержащая фрагменты глин (обр. 26). Эта поверхность выходит на стратиграфический уровень горизонтально-слоистой пачки 3. Выше поверхности размыва следуют гравелисто-песчаная пачка 4 (обр. 41–43 слоя гравелитов и обр. 43–48, 54, 55, 96, 97 вышележащих отложений). В новый (более глубокий) размыв вовлекаются пачки 2 и 4. На поверхности размыва пачки 2 обнаружен глинистый валик (обр. 27). Выше глубокой поверхности размыва находится галечниковая пачка с линзами косослоистого песка (пачка 5), образующая хорошо обнаженную северную стенку верхнего яруса карьера. По непрерывным обнажениям нижнего яруса карьера прослеживаются переходы с

наращиванием слоев пачки 2 до его восточной стенки, в которой наблюдается пачка 2 (обр. 52–53), перекрытая по поверхности размыва слоем глин (обр. 53А), синхронных пачке 3. Выше слоя глин залегает гравелисто-песчаная пачка 4.



Рис. 4.41. Стратиграфические соотношения литологических пачек в разрезе Косая Степь-3 [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. На схеме показано местоположение и номера образцов, отобранных для литогеохимических и палинологических исследований в северной стенке карьера на нижнем и верхнем ярусах (a) и в юго-восточной, южной стенках карьера на нижнем ярусе (б). По северо-восточному краю разреза б показана последовательность образцов, отобранных на восточной стенке карьера (см. рис. 4.40).

В южной стенке нижнего яруса карьера пачки 2 и 4 разделены поверхностью размыва, переходящей в линзу горизонтально-слоистых отложений пачки 3 (обр. 28–59 – нижний интервал, обр. 60–95 – вышележащие пестроцветные слои). Вдоль южной стенки, от его восточного окончания к центральной части, наблюдается переход от верхних песчаных слоев пачек 2 и 4 к нижним. Горизонтально-слоистая линза пачки 3 перекрывает гравелисто-песчаную пачку 2 и, в свою очередь, перекрывается гравелисто-песчаной пачкой 4 (обр. 96–97). В западной части южной стенки наблюдается тектонический контакт горизонтально-слоистых отложений пачки 3 с однородными среднекрупнозернистыми песками пачки 1.

Поверхность размыва второй пачки меняет относительное высотное положение перекрывающих пачек на 4–5 м. От этой поверхности внутрь пачки 2 по трещинам распространяются пятна лимонита. Поверхность несогласия между четвертой (гравийнопесчаной) и пятой (галечниковой) пачками обозначена неровным контактом галечников и гравелистых песков, меняющим относительную высоту на 7–8 м.

Литологические пачки

Пачка 1 представляет собой слой однородного, средне-крупнозернистого светлосерого карбонатизированного песка (рис. 4.42 *a*) видимой мощностью первые метры.

Пачка 2 согласно перекрывает пачку 1. Она сложена хорошо промытым желтым гравелисто-песчаным материалом (рис. 4.42 б), дифференцированным в нижней части в виде серии косослоистых линз мощностью 20–30 см с общей мощностью до 2 м. Выше по разрезу находится косослоистая моноклинальная гравелисто-песчаная залежь чередующегося по крупности материала, видимая мощность которого в карьере составляет не менее 25 м.

Пачка 3 – линза горизонтально-слоистых отложений, залегающих на поверхности размыва. В подошве линзы находится желтый песок пачки 2, переходящий по латерали в несортированный и неокатанный щебнисто-дресвяный фисташково-зеленый, местами рыжий материал, в котором встречен 20-сантиметровый глинистый овоид (обр. 28). Выше находится слой однородного светло-коричневого разнозернистого несортированного песка мощностью около 60 см (литологический интервал 1), в котором слабо намечается субгоризонтальная полосчатость. Местами полосы переходят в клинья. Кровля слоя маркирована ярким охристым материалом толщиной до 0.5 см (обр. 59А) и редкими гальками размером 2–3 см (рис. 4.42 *в*).

Выше перемежаются горизонтально-слоистые алевритовые и песчано-алевритовые отложения мощностью до 2.5 м. Чередуются слои, окрашенные в светло-коричневый, рыжий и серый цвета, имеющие первично седиментационное происхождение.

Во втором литологическом интервале нижний слой пачки (мощность 20 см) (обр. 60А) сложен серыми алевритами с черными горизонтальными прослоями толщиной до 3 см. Его верхняя граница обозначена лимонитизированным прослоем толщиной до 3 мм (обр. 61А). Вышележащий слой серых алевритов (обр. 62А, мощность 10 см) вновь содержит черные горизонтальные слойки. Еще выше находится слой (обр. 63А, мощность 10 см) с черными косыми линзочками толщиной до 3 см. Дальше характер слоистости меняется. Идут серии тонких (1–2 см) алевритовых, чередующихся по цвету (серых и рыжих) слойков (обр. 64А–69А, мощность серии 25–30 см).

Вновь меняется характер слоев. Начинается третий литологический интервал. Слой серых алевритов (обр. 70, мощность 5 см) сменяется слоем рыжих алевритов (обр. 71, мощность 6 см), переходящих в тонкое переслаивание серых и темно-коричневых алевритов (мощность 4 см). В слое присутствует редкая мелкая галька и наблюдаются мелкие (первые мм) белые (карбонатные?) включения. Выше находятся чередующиеся слои алеврита и песка мощностью от 3 до 25 см. В основании этой серии, выше резкой

границы на подошве, идет слой песка, светло-коричневого почти однородного (низ – обр. 72, верх – обр. 73; мощность слоя 10 см). Далее в пачке 3 следуют: слой серого алеврита (обр. 74, мощность 3 см), слой светло-коричневого алеврита (обр. 75, меняющаяся мощность 2–4 см), слой серого однородного алеврита (обр. 76, выдержанная мощность 2.5 см), слой неоднородного от рыжего до темно-коричневого и темно-серого алевритистого песка (низ – обр. 77, середина – обр. 78, верх – обр. 79; мощность слоя 10–15 см).

Новый (четвертый) литологический интервал начинается слоем однородного серого алеврита (низ – обр. 80, верх – обр. 81; мощность слоя 8 см). Далее идет слой неоднородного рыжего алевритистого песка (обр. 82, мощность 5 см), слой неоднородного серого алеврита с Fe–Mn конкрециями (низ – обр. 83, верх – обр. 84; мощность слоя 8–11 см), невыдержанная охристая граница, слой серого алеврита (обр. 85, мощность 8–10 см), трасса выклинивающихся линз рыжего неоднородного песчанистого алеврита (обр. 86, мощность 0–3 см), слой однородного серого алеврита (обр. 87, мощность 10 см), слой рыжего алеврита с мелкой галькой (обр. 88, мощность 2–3 см), слой серого алеврита (обр. 89, мощность 3 см).

Пятый литологический интервал начинается слоем рыжего алеврита (обр. 90, мощность 3 см). Далее идет слой серого алеврита (обр. 91, мощность 10 см), слой светлокоричневого песчанистого алеврита (обр. 92, мощность 6 см), слой серовато-коричневой глины с включениями детритового органического материала (низ – обр. 93, верх – обр. 94, мощность 20 см), слой серого алеврита, выклинивающегося, частично размытого (обр. 95, мощность до 10 см).

Пачка 4 представлена косослоистыми желтыми песками, подобными пескам пачки 2. Так же как в пачке 2, наблюдается моноклинальное залегание слоев. В нижней части пачки находится слой желтых гравелитов мощностью до 0.5 м, который залегает на поверхности размыва, произошедшего перед образованием горизонтально-слоистой линзы. Видимая мощность пачки составляет первые десятки метров.

Пачка 5 перекрывает поверхность размыва пачки 4 и сложена мелким галечником, перемежающимся с линзами песка в субгоризонтальных слоях общей видимой мощностью более 15 м (рис. 4.42 г).

Контакты между пачками отчетливо выражены (рис. 4.42 д, е).



Рис. 4.42. Фотографии отложений в разрезе Косая Степь-3 [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]: a – однородный светло-серый карбонатизированный средне-крупнозернистый песок пачки 1; δ – косослоистый желтый гравелистый песок пачки 2; e – горизонтальнослоистая пестроцветная пачка 3 с щебнисто-дресвяным материалом в основании; e – буровато-желтоватая галечниковая пачка 5 с линзами косослоистого песка; d – латеральный переход от светло-серого песка пачки 1 к желтому косослоистому песку пачки 2; e – контакт пачек 2 и 4 (поверхность размыва и дезинтеграции материала с отложением серых глин (обр. 26).

Гранулометрический состав отложений

Пачка 1 (песчаная, обр. 1–5) содержит песчаные фракции: средне-мелкозернистую, мелкосреднезернистую (х=0.37–0.46 мм) до крупно-грубозернистой (х=0.75–1.15 мм). Зерна полуокатаны. Числовые параметры коэффициента вариации (v=1.25–1.95) соответствуют аллювиальному происхождению отложений (рис. 4.43 *a*).

Пачка 2 (серийно-косослоистая, гравелисто-песчаная, обр. 6–25, 52–53) представлена промытым, косослоистым песком. Она имеет пестрый литологический состав – от мелкозернистых песков (х=0.26 мм) до мелкого гравия (х=4.45 мм). Толща насыщена гравийными обломками, среди которых преобладают мелкие разности. Значения коэффициента вариации (v=0.9–2.3) определяют среду седиментации, как крупный стационарный русловой поток (рис. 4.43 *a*).



Рис. 4.43. Сопоставление значений коэффициента вариаций (v) в отложениях Пра-Манзурки (разрез Косая Степь-3) [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]: пачки 1, 2 (*a*) и нижний интервал пачки 3 (*б*). Схему отбора проб см. рис. 4.40, 4.41. Генезис отложений: 1 – озерный; 2 – комплексный озерно-аллювиальный; 3 – аллювиальный; 4 – неаллювиальный. Пачка 3 (горизонтально-слоистая, алевропесчаная, обр. 56–95) подразделяется на литогеохимические интервалы 1–5 (см. далее).

Нижний сравнительно однородный интервал (интервал 1, обр. 56–59) состоит из слоя алевропесков (x=0.13–0.19 мм), песков с доминированием мелкозернистых частиц (x=0.20 мм) среднезернистых и близких к ним по составу (x=0.39 мм). Величины коэффициента вариации находятся в поле от 2.73 до 3.23 и свидетельствуют о неаллювиальном происхождении осадков (рис. 4.43 δ).

Вышележащие слои пачки (интервалы 2–5, обр. 60А–95) алевритовые с редкими песчаными прослоями характеризуют накопление горизонтально-слоистых осадков в проточном озере, переходящем на последней стадии его существования в режим заболачивания с накоплением детритового органического материала. Гранулометрический состав пород этой пачки не определялся.

Пачка 4 (гравелисто-песчаная, обр. 41–43, 44–48, 54–55, 96–97) Нижний слой (обр. 41–43) сложен гравийно-дресвяно-песчаными смесями (х=1.07–2.97 мм). По значениям коэффициента вариации (v=1.36–1.98) устанавливается аквальный характер среды осадконакопления (рис. 4.44 *a*).

Вышележащая (моноклинально-косослоистая, песчаная часть пачки 4, обр. 44–48, 54–55, 96–97) содержит гравелисто-среднезернистые пески (х=0.26–1.01 мм). Осадки характеризуются значениями коэффициента вариации v=0.94–1.94, соответствующими речному происхождению (рис. 4.44 *a*).

Пачка 5 (песчано-галечниковая, обр. 49–51; 29–39; 101–112) отличается от нижележащих пачек полифракционностью. Отложения содержат до 10 фракций, функционально зависящих от преобладания турбулентности в водной среде, которая свойственна аккумуляции наносов именно аллювиального типа. Обломочные частицы соответствуют гравийно-галечной размерности: крупной (x=6.0–22.2 мм), реже – грубозернисто-песчаной (x=1.1–1.7 мм). В средней части пачки 5 присутствует линза мощностью до 0.5 м, состоящая из косослоистых песков с преобладанием их мелкозернистых разностей (x=0.23 мм).

Мелкообломочная часть гранулометрического спектра представлена песками с почти равным содержанием основных фракций и небольшими примесями алевритовоглинистого материала. Зерна хорошо окатаны, реже – полуокатаны. Параметры коэффициента изменчивости (v=0.90–1.96) определяют аквальный характер бассейна седиментации и аллювиальный генотип (рис. 4.44 б). Отдельные пробы имеют примеси осадков, отличные от речного происхождения (v>2.0) (рис. 4.44 б).



Рис. 4.44. Сопоставление значений коэффициента вариаций (v) в отложениях Пра-Манзурки (разрез Косая Степь-3) [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]: пачки 4 (*a*) и 5 (б). Схему отбора проб см. рис. 4.40, 4.41. Условные обозн. см. рис. 4.43.

Минеральный состав отложений

В табл. 4.9 представлены результаты рентгенофазового анализа десяти образцов пачки 3 разреза Косая Степь-3 в сопоставлении с двумя образцами серых глин. В пяти образцах трех нижних интервалов пачки 3 (обр. 58–75) определены одинаковые содержания кварца (45%), плагиоклаза (20%, в самом нижнем обр. 58 – 10%) и калиевого полевого шпата (30%, в самом нижнем обр. 58 – 35%, а в самом верхнем обр. 75 ряда – 25%). Каолинит в середине ряда отсутствует, но обнаружен в небольшом количестве (5%) в нижнем и верхнем обр. 58 и 75. Содержание гидрослюды снижается от 5% в нижнем обр. 58 до 3% в образцах середины ряда при его отсутствии в верхнем обр. 75. Смектит, наоборот, отсутствует в нижнем обр. 58, составляет 2% в образцах середины ряда и возрастает до 5% в верхнем обр. 75. Обр. 79 из самой верхней части интервала 3 отличается максимальным содержанием кварца (55%) и плагиоклаза (25%). В нем

имеется гидрослюда (5%), смектит отсутствует. В четырех образцах двух верхних интервалов пачки 3 (обр. 80–95) определены варьирующие содержания кварца (30–50%), плагиоклаза (15–25%), калиевого полевого шпата (15–20%), каолинита (5–15%), гидрослюды (0–15%) и смектита (5–15%). Обр. 93 с максимальным содержанием глинистых минералов (40%) содержит минимальное количество кварца (30%). По сравнению с отложениями пачки 3 серые глины содержат меньше кварца (35–40%), калиевого полевого шпата (15%) и плагиоклаза (10%) при повышенном содержании глинистых минералов (35–40%), в основном, за счет развития смектита (25–30%).

Определены средние содержания минералов отложений пачки 3: кварц – 44.5%, калиевый полевой шпат – 24.0%, плагиоклаз – 18.5%, глинистые минералы – 13.0%. По средним содержаниям минералов серых глин содержания кварца в них уменьшаются до 37.5%, калиевого полевого шпата – до 15%, плагиоклаза – до 10% с возрастанием содержания глинистых минералов до 37.5% (табл. 4.10). Полученные результаты определения соотношения минералов свидетельствуют о существенных вариациях выветривания осадочного материала пачки 3 и более продвинутом выветривании материала серых глин.

Таблица 4.9

| Соотношение ос | новных минералов | осадочных | отложений | й серых | глин и г | 1ачки З | разреза |
|----------------|------------------|------------|------------|----------|----------|---------|---------|
| | Косая Степь-3 по | данным рен | нтгенофазо | вого ана | ализа | | |

| Пачка | Содержание минералов в породе, % | | | | | | | | |
|-------|----------------------------------|-------|------------|-------------------|----------|------------|---------|--|--|
| | Номер образца* | Кварц | Плагиоклаз | К-полевой шпат | Каолинит | Гидрослюда | Смектит | | |
| Серые | 26 | 40 | 10 | 15 | 5 | 5 | 25 | | |
| глины | 28 | 35 | 10 | 15 | 5 | 5 | 30 | | |
| | 58 | 45 | 10 | 35 | 5 | 5 | + | | |
| | 60 | 45 | 20 | 30 | + | 3 | 2 | | |
| | 63 | 45 | 20 | 30 | + | 3 | 2 | | |
| | 66 | 45 | 20 | 30 | + | 3 | 2 | | |
| Пачка | 75 | 45 | 20 | 25 | 5 | + | 5 | | |
| 3 | 79 | 55 | 25 | — | 15 | 5 | + | | |
| | 80 | 50 | 15 | 15 | 10 | 5 | 5 | | |
| | 90 | 45 | 25 | 20 | 5 | + | 5 | | |
| | 93 | 30 | 15 | 15 | 15 | 15 | 10 | | |
| | 95 | 40 | 15 | 20 | 5 | 5 | 15 | | |

*Местоположение образцов см. на рис. 4.416 и 4.42в.

Таблица 4.10

Средние содержания минералов в отложениях из разреза Косая Степь-3

| Статистические | Содержание минералов, % | | | | | |
|----------------------------|-------------------------|------------|-----------------|--------------------|--|--|
| параметры | Кварц | Плагиоклаз | К-полевые шпаты | Глинистые минералы | | |
| Отложения серых глин (n=2) | | | | | | |
| Xcp. | 37.5 | 10 | 15 | 37.5 | | |

| Отложения пачки 3 (n=10) | | | | | | | |
|--------------------------|-----|-----|------|------|--|--|--|
| Xcp. 44.5 18.5 24.0 13.0 | | | | | | | |
| σ | 6.4 | 4.7 | 7.4 | 11.3 | | | |
| V _{вар.} | 15 | 26 | 30.0 | 75.0 | | | |

Примечание: X_{cp.} – среднее значение содержания, %; σ – стандартное отклонение; V_{вар.} – коэффициент вариации, %; n – количество образцов.

Химический состав пород

Значения индекса химического выветривания (CIA) [Nesbitt, Young, 1982] в породах, слагающих аллювиальные пачки 1, 2, 4 и 5, находятся в интервале 53.7–59.7. Такие значения свидетельствуют о слабой степени выветривания обломочного материала. В составе озерной пачки 3 горизонтально-слоистых отложений преобладают более тонкие обломочные фракции в сочетании с глинистыми минералами. Значения СIA в этой пачке возрастают до 74, что свидетельствует о сильном выветривании материала.

В пачке 3 обнаруживается скрытая неоднородность по литогеохимическим параметрам. При послойном анализе химического состава пород в ней выделяются интервалы, представленные образцами: 1) 56–59; 2) 60А–68А, 3) 69А–79, 4) 80–89 и 4) 90–95 (рис. 4.45).

Породы интервала 1, образующие единый 0.6 метровый слой, имеют низкие значения СІА (57.1–59.8), малые потери при прокаливании (ППП) (4.1–5.2 мас. %), возрастающие со слабым понижением SiO₂ (от 66.8 до 63.0 мас. %). Породы этого слоя имею пониженную окисленность железа в основании (Fe₂O₃/FeO = 3.9-4.1) и повышенную – в кровле (Fe₂O₃/FeO = 7.7-8.5), повышенное отношение CaO/Na₂O в основании (0.70–0.72) и пониженное – в кровле (до 0.54).

В породах интервала 2, объединяющего тонкослоистую серию, значения CIA возрастают (59.4–63.2) с возрастанием ППП (в основном 4.8–6.0 мас. %, в верхней части – до 8.0 мас. %). В обр. 66А, кроме высокого значения ППП, наблюдается аномально низкое содержание SiO₂ (54.2 мас. %) и аномально высокое отношение Fe₂O₃/FeO (21.9).

В породах интервала 3 вновь наблюдается относительное повышение значений CIA (59.3–66.1) при повышенных ППП (5.0–7.6 мас. %). Отношение Fe₂O₃/FeO в породах увеличивается от подошвы к кровле интервала (от 4.5 до 9.7) с относительным снижением отношения CaO/Na₂O (от 0.62 до 0.41).

Породы интервала 4 характеризуются максимальными значениями СІА в кровле (до 73.9) при минимальном значении в подошве (64.2). Подобным образом от подошвы к кровле возрастает ППП (от 6.3 до 11.2 мас. %). При этом SiO₂ снижается (от 62.3 до 55.3 мас. %), а отношения CaO/Na₂O и K₂O/Na₂O возрастают (соответственно, от 0.51 до 1.27 и

от 1.21 до 2.56). Одновременное возрастание двух последних отношений связано со снижением концентрации Na₂O (от 2.48 до 1.01 мас. %). Для пород трех нижних интервалов такое снижение роли оксида натрия не характерно.

Породы интервала 5 в литогеохимическом отношении подобны породам интервала 4. Они дают широкие диапазоны значений CIA (60.9–71.9), SiO₂ (55.3–63.6 мас. %) ППП (5.5–10.8 мас. %), CaO/Na₂O (0.59–1.27) и K₂O/Na₂O (1.17–2.31 мас. %).



Рис. 4.45. Вариации литогеохимических параметров в пачке 3 в сопоставлении с параметрами серых глин из овоидов и слоев поверхностей размыва [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. Параметр СІА рассчитан по молекулярным количествам оксидов [Nesbitt, Young, 1982]. Учитывая возрастание этого параметра снизу вверх по разрезу, для

фигуративных полей пород интервалов 1 и 2 нижней части пачки использованы холодные цвета (зеленый и синий), для фигуративных полей пород интервала 3 средней части пачки и вышележащих интервалов 4 и 5 – теплые и горячие цвета (желтый, оранжевый и красный). ППП – потери при прокаливании.

На диаграммах рис. 4.45 показаны также данные по содержаниям и соотношениям петрогенных оксидов в овоидах серых глин, одна из которых (обр. 28) находится в основании пачки 3. Литогеохимические показатели этих глин сопоставляются с экстремальными параметрами пород интервалов 4 и 5 горизонтально-слоистой пачки.

Породы пачки 3 резко отличаются от пород других пачек разреза Косая Степь-3 пониженным содержанием SiO₂, снижением отношения K₂O/Na₂O при снижении SiO₂, повышенными значениями ГМ и пониженными – HKM (рис. 4.46). Резкое различие связано с существенной ролью в пачке 3 глинистого материала, образовавшегося в полузастойном озерном водоеме, и с промытостью от глин речных отложений.



Рис. 4.46. Сопоставление пород пачки 3 с породами других пачек разреза Косая Степь-3 на диаграммах K₂O/Na₂O – SiO₂ (*a*) и ГМ – HKM (*б*) [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. На диаграмме *б*: ГМ = (Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂ – гидролизатный модуль, HKM = (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃ – щелочной модуль. Оба параметра рассматриваются как показатели палеоклимата [Юдович, Кетрис, 2000].

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в отложениях разреза (рис. 4.47), характеризуется широким диапазоном субпараллельных спектров, нормированных к хондриту. Спектры РЗЭ пород аллювиальных пачек 1, 4 и 5 и основная часть спектров РЗЭ пород пачки 2 расположены в нижней части поля спектров РЗЭ всего разреза. Два образца из аллювиальной пачки 2 отличаются повышенными содержаниями РЗЭ. Отложения этих пачек имеют наиболее низкие и слабо варьирующие суммарные содержания РЗЭ от 45 до 102 мкг/г (в среднем 65 мкг/г). Спектры характеризуются высокой степенью фракционирования (La/Yb=12.1–27.6), в целом для песчаного наполнителя галечников пачки 5 немного ниже, чем для других пород. Европиевая аномалия слабая (в основном положительная) или отсутствует ($Eu/Eu * = Eu_n/\sqrt{Sm_n \times Gd_n}$ [Taylor, McLennan, 1985] от 0.77 до 1.39).



Рис. 4.47. Редкоземельные спектры осадочных пород, нормированные к хондриту [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995].

Серые глины овоида, валика и слоя имеют высокие концентрации РЗЭ (Σ РЗЭ от 254 до 277 мкг/г, в среднем 267 мкг/г) при сравнительно невысоком отношении легких лантаноидов к тяжелым (La/Yb=13.2–17.4) и характеризуются максимальной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.74–0.79).

Отложения интервалов 2–5 пачки 3 имеют высокие содержания РЗЭ (Σ РЗЭ от 131 до 292 мкг/г, в среднем 203 мкг/г), что в основном связано с присутствием глинистых минералов. По соотношениям легких и тяжелых лантаноидов они не отличаются от аллювиальных пачек (La/Yb=11.3–27.7), но характеризуются отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.76–0.95). Для отложений интервала 1 пачки 3 содержания РЗЭ и значения европиевой аномалии попадают в интервал значений для пород вышележащей части этой пачки (Σ РЗЭ от 194 до 212 г/т, в среднем 204 мкг/г, La/Yb=13.2–17.4, Eu/Eu*~0.8).

Содержания РЗЭ в песках пачки 4 близки к средним значениям для пород всей толщи, Еu-аномалия слабая или отсутствует (Σ РЗЭ от 64 до 151 мкг/г, в среднем 101 мкг/г, La/Yb=15.5-30.0, Eu/Eu* = 0.95-1.18).

Для пачки 3 характерна отрицательная Еu–аномалия. Полевые шпаты сохраняются в терригенных породах аллювиальной фации, но замещены вторичными (глинистыми) минералами в материале озерной фации. В породах нижних интервалов пачки 3 проточного озера определены широкие вариации отношения La/Yb (10–28) и ограниченный диапазон CIA (60–66). С углублением отрицательной европиевой аномалии CIA не меняется. В породах верхних интервалов пачки 3 отношения La/Yb сужаются до интервала 17–21. С углублением отрицательной европиевой аномалии State соответствует фигуративное поле серых глин (рис. 4.48).

Отрицательная Еu-аномалия в горизонтально-слоистой пачке 3, по-видимому, отражает вторичное изменение плагиоклаза магматических и/или метаморфических пород с образованием глинистых частиц, концентрирующихся в озерном осадке. Принимая значения CIA в качестве показателя палеоклиматических условий вторичных преобразований осадочного материала, мы интерпретируем низкие значения CIA как свидетельство изменения плагиоклаза в начале накопления озерной линзы в прохладных палеоклиматических условиях, а возрастание значений CIA – как показатель изменения плагиоклаза к концу накопления озерной линзы в условиях более теплого и влажного палеоклимата.



Рис. 4.48. Сопоставление озерной фации пачки 3 с породами аллювиальной фации других пачек разреза Косая Степь-3 на диаграммах La/Yb – Eu/Eu* (*a*) и CIA – Eu/Eu* (*б*) [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. Отрицательная европиевая аномалия связывается с разрушением полевых шпатов при развитии глинистых минералов. Условные обозн. см. рис. 4.46.

Палинологическое обоснование возраста отложений

Отсутствие глинистых частиц в промытом песке манзурского аллювия делает проблематичным захоронение в нем спор и пыльцы. Высокая проницаемость песка создает условия для пост-седиментационной миграции пыльцевых зерен в циркулирующих водах с искажением первичных палинологических характеристик осадочного материала. По этой причине для палинологических определений песчаный материал аллювиальных пачек 1, 2, 4 и 5 не использовался. Из горизонтально-слоистой пачки 3 получено 9 палинологических спектров (рис. 4.49).

Пробы распределены в пяти интервалах, выделенных по смене литогеохимических характеристик. Для сопоставления определен состав двух палинологических спектров из серых глин; проба 26 отобрана из слоя глин поверхности размыва, перекрытой горизонтально-слоистой пачкой 3, проба 27 – из валика глин, лежащего на более молодой поверхности размыва, перекрытой галечниковой пачкой 5.

98



Рис. 4.49. Диаграмма состава палиноспектров из отложений пачки 3 [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. 1 – колонка горизонтально-слоистой пачки 3; 2 – проба палинологического анализа.

Интервал 1

Проба 57 – 178 зерен. Наиболее значимые доминанты: Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxylon + P. s/g Diploxylon.

В общем составе спектра содержится: хвойных 77 %, лиственных 20 %, травянистых 3 %. Пыльца хвойных представлена *Pinus sylvestris* 24 %, *P. s/g Diploxylon* 2 %, *P. s/g Haploxylon* 9 %, *P. sect. Cembra* 4 %, *Picea obovata* 15 %, *P. sp.*10 %, *P. sect. Eupicea* 4 %, *Tsuga sp.* (1,2,3) 6 %, *Larix sp.* 3 %, *Abies sp.* 1 %. К пыльце лиственных пород относятся Ulmus sp.7 %, Corylus sp., Betula sp. – по 3 %, Juglandaceae, Myrica sp., Carya sp. – по 2 %, Juniperus sp. 1 %, к травянистым – Ericaceae, Artemisia sp., Asteraceae.

Интервал 2

99

Проба 60 (общая проба слоев 59А–62А) – 316 зерен. Соотношения лесообразователей не меняется: Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxylon + Pinus s/g Diploxylon.

Уменьшается число пыльцы хвойных (65 %) с возрастанием лиственных (24 %) и травянистых (10 %). По-прежнему ведущее положение занимают сосны: *Pinus sylvestris* 14 %, *P. s/g Diploxylon* 5 %, *P. s/g Haploxylon* 8 %, *P. sect. Cembra* 2 %, *P. sp.* 3 %, затем *Picea* sect. *Eupicea* 14 %, *P. obovata* 4 %, *P. sp.* 9 %, *Tsuga sp.* (*1,2,3*) 4 % и в небольшом числе: *Picea* sect. *Omorica, Abies sp., Larix sp.* – по 1 %. Пыльца лиственных пород представлена: *Ulmus sp.* 10 %, *Carya sp.* 4 %, *Betula sp.* 3 %, Juglandaceae, *Corylus sp.* – по 2 %, *Myrica sp., Tilia sp.* – по 1 % и малочисленными (2 %) *Acer sp., Carpinus sp., Castanea sp., Juniperus sp.* К травянистой части спектра относятся Chenopodiaceae, Rosaceae, Ericaceae, *Geranium sp., Artemisia sp.*, Asteraceae, Cyperaceae, *Sparganium sp.* и споры – Polypodiaceae, *Sphagnum sp.* Особенностью спектра является повышение числа пыльцы травянистых растений более влажных мест обитаний. Кроме того, встречены, возможно, юрские *Piceapollenites sp., Podocarpus sp.*, а также *Cyathea sp.*? из миоценовой флоры.

Проба 63А – 322 зерна. В целом доминанты остаются прежними, но наблюдается больше участие карии: Carya + Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxylon+P. s/g Diploxylon.

Содержание основных групп пыльцы мало меняется: хвойные 61 %, лиственные 30 %, травы и споры 9 %. Среди хвойных деревьев преобладают сосны: Pinus s/g Diploxylon 16 %, P. sylvestris 7 %, P. s/g Haploxylon 7 %, P. sect. Cembra 2 %, P. sp. 1 %. Сопутствующие: Tsuga sp. 10 %, Picea sp. 9 %, P. sect. Eupicea 5 %, P. obovata 2 %, P. sect. Omorica, Abies sp., Larix sp. – по 1 %. Из лиственных пород определены: Ulmus sp. 9 %, Carya sp. 6 %, Betula sp. 4 %, Tilia sp., Alnus sp., Corylus sp. – по 2 %, Juglandaceae 1 %, Myrica sp. <1 %; Acer sp., Carpinus sp., Quercus sp., Castanea sp., Salix sp. – по 3 %. Пыльца трав соответствует Ericaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, Sparganium sp., Cyperaceae, споры – Cyathea sp.?, Osmunda sp., Polypodiaceae, Sphagnum sp. Найдены Piceapollenites sp. и меловая форма – Pilosisporites sp.

Проба 68А – 288 зерен. Здесь ели являются субдоминантами с соснами: Carya + Ulmus – Tsuga – Picea+Pinus s/g Haploxylon+P. s/g Diploxylon.

Соотношение между группами подобны предыдущим спектрам: хвойные 62 %, лиственные 32 %, травы и споры 7 %. Здесь наблюдается примерно равное положение сосен (30 %) и елей (27 %): *Pinus s/g Diploxylon* 12 %, *P. sylvestris* 5 %, *P. s/g Haploxylon* 11 %, *P. sect. Cembra* 1 %, *P. sp.* 1 %; *Picea sp.* 16 %, *P. sect. Eupicea* 9 %, *P. obovata* 2 %. Число *Tsuga sp.* сокращается до 4 %. Пыльца лиственных принадлежит Ulmus sp. 9 %,

Carya sp. 7 %, Betula sp. 4 %, Tilia sp. 3 %, Juglandaceae, Corylus sp. – по 2 %, Myrica sp., Quercus sp., Salix sp. – по 1 %. Из пыльцы травянистых растений встречены Ericaceae, Chenopodiaceae, Artemisia sp., Poaceae, Cyperaceae, Rosaceae, из спор – Cyathea sp?, Polypodiaceae, Riccia sp., Osmunda sp., Sphagnum sp. Присутствует пыльца юрских таксонов Piceapollenites sp., Podocarpus sp.

Интервал 3

Проба 74 – 365 зерен. Среди доминантов увеличивается роль лиственных пород: Betula – Carya – Tsuga – Ulmus – Picea – Pinus s/g Haploxylon+P. s/g Diploxylon

В общем составе спектра значительно меньше хвойных – 49 %, соответственно больше лиственных – 44 %. Пыльцы трав и спор, по-прежнему, мало (7 %). Вновь преобладает пыльца сосен (27 %): Pinus s/g Diploxylon 9 %, P. s/g Haploxylon 8 %, P. sylvestris 5 %, P. sp. 3 %, P. sect. Cembra 2 %. Их сопровождают ели (13 %): Picea sp. 7 %, P. sect. Eupicea 3 %, P. obovata 3 %, Larix sp. 1 %, P. sect. Omorica <1 %, Tsuga sp. 8 %. Чаще встречающаяся пыльца лиственных пород: Ulmus sp. 18 %, Carya sp. 7 %, Betula sp. 5 %, Tilia sp. 4 %, Juglandaceae 3 %, Alnus sp. 2 %, Corylus sp. 2 %, Myrica sp. 1 %, Salix sp. 1 %. Травянистую часть спектра составляют: Ericaceae, Chenopodiaceae, Artemisia sp., Asteraceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Cyathea sp., Osmunda sp., Polypodiaceae, Riccia sp., Sphagnum sp. Определяются юрские миоспоры Piceapollenites sp., Podocarpus sp., меловая – Pilosisporites sp.

Проба 75 – 332 зерна. Наблюдается максимум елей: *Carya* + Ulmus – Tsuga – Pinus s/g Haploxylon + P. s/g Diploxylon – Picea

Сумма пыльцы хвойных значительно выросла (до 73 %), сумма пыльцы лиственных сократилась до 23 %, пыльцы и спор трав – до 4 %. Среди хвойных пород стало больше елей (32 %) – *Picea sp.* 18 %, *P. sect. Eupicea* 7 %, *P. obovata* 6 %, *P. sect. Omorica* <1 % и *Tsuga sp.* 11 %. Сосны (29 %) уступают им: *Pinus s/g Diploxylon* 10 %, *P. s/g Haploxylon* 8 %, *P. sylvestris* 7 %, *P. sp.* 3 %, *P. sect. Cembra* 1 %. Отмечена пыльца *Abies sp.* (2 %). Пыльца лиственных пород представлена: *Ulmus sp.* 6 %, *Carya sp.* 5 %, *Betula sp.* 3 %, *Alnus sp.* 2 %, *Corylus sp.* 2 %, Juglandaceae, *Myrica sp., Tilia sp., Carpinus sp., Salix sp.* – по 1 %; трав – Ericaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia sp., Geranium sp.,* Rosaceae, Poaceae, Cyperaceae, спор – Polypodiaceae, Lycopodiaceae. Здесь также имеется юрская пыльца *Piceapollenites sp., Podocarpus sp.*

Интервал 4

Проба 84 – 344 зерна. Значительно расширилось участие лиственных деревьев: Betula – Juglandaceae+Carya+Tilia+Ulmus – Tsuga+Picea – Pinus s/g Haploxylon+P. s/g Diploxylon. Роль пыльцы хвойных уменьшилась до 53 %, соответственно лиственных увеличилась до 38 %, трав и спор по-прежнему мало – 8 %. Вновь доминируют сосны (34 %): Pinus s/g Haploxylon 10 %, P. s/g Diploxylon 10 %, P. sylvestris 8 %, P. sect. Cembra 6 %, им сопутствуют Tsuga sp. 7 %, Picea obovata 4 %, P. sp. 3 %, P. sect. Eupicea 2 %, P. sect. Omorica, Abies sp., Larix sp. по 1 %. Пыльца лиственных пород относится к Ulmus sp. 10 %, Betula sp. 6 %, Juglandaceae 4 %, Tilia sp. 4 %, Corylus sp. 3 %, Myrica sp., Acer sp., Carpinus sp., Alnus sp., Juniperus sp., Salix sp. по 1 %; пыльца трав – к Ephedra sp., Ericaceae, Onograceae, Chenopodiaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Sparganium sp., Cyperaceae, споры – к Cyathea sp., Polypodiaceae и Riccia sp.

Проба 89 – 459 зерен. В составе доминантов меньше лиственных деревьев: Betula+Carya+Ulmus – Tsuga – Picea – Pinus s/g Haploxylon+P. s/g Diploxylon.

В общем составе спектра содержится 66 % хвойных, 24 % лиственных и 11 % трав и спор. Пыльца сосен составляет 36 % среди хвойных пород – Pinus s/g Diploxylon 13 %, P. s/g Haploxylon 9 %, P. sylvestris 9 %, P. sect. Cembra 3 %, P. sp. 2 %, елей 18 % – Picea sp. 7 %, P. sect. Eupicea 5 %, P. obovata 5 %, P. sect. Omorica 1 %. К ним примешиваются Tsuga sp. 10 % и Abies sp. 1 %. Группу лиственных образуют Ulmus sp. 7 %, Carya sp. 4 %, Betula sp. 4 %, Juglandaceae 3 %, Tilia sp. 3 %, Myrica sp., Alnus sp., Corylus sp. по 1 %, единично – Acer sp., Carpinus sp., Castanea sp., Salix sp. Травянистая часть представлена Ephedra sp., Ericaceae, Chenopodiaceae, Geranium sp., Rosaceae, Rumex sp., Cyperaceae; споровая – Polypodiaceae и Riccia sp. Отмечена юрская пыльца Piceapollenites sp.

Интервал 5

Проба 95 – 455 зерен.

В целом, спектр подобен предыдущему: хвойных 70 %, лиственных 27 %, трав и спор 3 %. Число пыльцы сосен достигает 40 %: *Pinus s/g Diploxylon* 18 %, *P. sylvestris* 11 %, *P. s/g Haploxylon* 9 %, *P. sect. Cembra* 2 %, елей 19 %: *Picea obovata* 8 %, *P. sp.* 7 %, *P. sect. Eupicea* 3 %, *P. sect. Omorica* 1 %. Также присутствуют: *Tsuga sp.* 10 %, *Abies sp.* 1 %. Пыльца лиственных пород принадлежит Ulmus sp. 9 %, Carya sp. 5 %, Betula sp. 5 %, Juglandaceae, *Tilia sp., Alnus sp.* по 2 %, *Myrica sp.* 1 % и единично (всего 2 %) – *Carpinus sp., Castanea sp., Corylus sp., Salix sp.*; травы – Ericaceae, Rosaceae, Poaceae, *Sparganium sp.,* споры – *Cyathea sp.* и Polypodiaceae.

Пробы 27 и 26 серых глин имеют в целом состав палинологических спектров, подобный составу спектров из отложений пачки 3.

Проба 27 (глинистый валик) – 463 зерна – насыщена миоспорами. Содержание пыльцы хвойных пород достигает 82 %, лиственных – 17 %, травянистых – 1 %. Доминируют сосны: *Pinus sylvestris* 32 %, *P. sect. Cembra* 3 %, *P. s/g Haploxylon* 2 %. Доля

елей составляет – Picea obovata 22 %, P. sect. Omorica 1 %, другие хвойные – Tsuga sp.(1,2,3) 13 %, Abies sp., Larix sp. по 4 %. Группу пыльцы лиственных пород образуют Ulmus sp. 8 %, Juglandaceae 3 %, Betula sp. 4 %, Tilia sp. 2 %, менее 1 % – Myrica sp., Alnus sp., Corylus sp. Содержание травянистых единично: Ericaceae, Chenopodiaceae, Cyperaceae, Botrychium sp. Отмечается присутствие зкзотической ели, несколько форм тсуги и широколиственных пород. Спектр близок по составу спектру пробы 57.

Проба 26 (слой на поверхности размыва) – 238 зерен, из них 50 % составляет пыльца хвойных и 46 % лиственных пород, 5 % – травы и споры. Среди пыльцы хвойных преобладают *Pinus s/g Diploxylon* 16 %, *P. sylvestris* 5 % и *P. s/g Haploxylon* 10 %, *P.* sect. *Cembra* 4 %, им сопутствуют *Picea sp.* 6 %, *P.* sect. *Eupicea* 2 %, *Larix sp.* 1 %, *Juniperus sp.* Кроме них, отмечены *Tsuga sp.*(1,2,3) 4 % и *Picea* sect. *Omorica* <1 %. В составе лиственных пород больше пыльцы *Ulmus sp.* 20 %, в сопровождении Juglandaceae, *Alnus sp., Corylus sp.* по 4 %, *Carya sp., Tilia sp.* по 3 %, *Myrica sp.* 1 % и другие (всего 7 %): *Acer sp., Carpinus sp., Quercus sp., Castanea sp., Salix sp.* Малочисленная пыльца травянистых растений принадлежит Ericaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, *Sparganium sp.*, Cyperaceae; споры – Polypodiaceae.

В этом спектре хвойные и лиственные породы принимают примерно равное участие. К группе хвойных пород относятся светлохвойные сосны (*Pinus s/g Diploxylon, P. sylvestris*), лиственница, можжевельник и темнохвойные – кедровидные сосны, ели, с примесью тсуги (3 морфологических формы) и ели из секции *Omorica*. Наблюдается разнообразие пыльцы листопадных широколиственных деревьев (вяз, ореховые, кария, мирика, граб, каштан, дуб, клен, липа, лещина). К ним примешиваются мелколиственные (ольха, ива).

Если исходить из предположения о накоплении толщ в трех ее местонахождениях бугульдейского горизонта (разрезы Бильчетуй и Турунга, пачки 3 разреза Косая Степь-3) приблизительно в одно время (в раннем-среднем плиоцене, по оценке [Трофимов и др., 1995]), палинофлора отложений из разрезов должна быть одинаковой. Для выяснения степени сходства и различий палинофлоры мы провели сравнительный анализ палинологических спектров, допуская их вариации вследствие фациальных различий осадконакопления.

Бугульдейский горизонт в целом характеризуется доминантами вяза, елей и сосен в спектрах проб 57 и 60 (интервалы 1 и 2 пачки 3). В качестве доминанты в спектрах вышележащих проб присутствует род ореховых (*Carya*). В интервале 3 (проба 74) в доминирующих таксонах появляется береза (*Betula*), в основании интервала 4 (проба 84) проявляется возрастание роли семейства ореховых (Juglandaceae) со значительным

участием лиственных деревьев, хотя в вышележащих пробах интервалов 4 и 5 роль последних несколько снижается. Роль лиственных пород велика (46 %) в пробе 26 слоя серой глины, синхронного с пачкой 3.

В отложениях пачки 3 не определено 4 рода, обозначенные в двух других местонахождениях палинофлоры бугульдейского горизонта (Alnaster, Pterocarya sp. (1,2), Fraxinus и Sambucus) и 7 таксонов, определенных только в грубообломочных отложениях местонахождения Турунга (Taxaceae, Ostrya, Euoaumys, Diervilla, Lonicera sp. (1,2), Ilex, Rhododendron). В то же время, в отложениях разрезов Бильчетуй и Турунга не были обнаружены многочисленные таксоны, распространенные в значительных количествах и почти во всех интервалах отложений пачки 3 разреза Косая Степь-3 (Pinus sylvestris, P. sect. Cembra, Picea obovata, P. sp., P. sect. Omorica, Carya sp., Quercus sp., Castanea sp., Juniperus sp., травянистой части спектра – Chenopodiaceae, Poaceae, Rosaceae, Ericaceae, Geranium sp., Artemisia sp., Asteraceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Sparganium sp., Ephedra sp., Riccia sp.).

Результаты факторного анализа палинологических спектров показывают основное отличие (фактор 1) между палинологическими спектрами литогеохимических интервалов 2–3 и валика серой глины их основания галечниковой пачки (проба 27).

Спектры пробы 57 из интервала 1, глины из слоя поверхности размыва (проба 26) и интервалов 4–5 занимают промежуточное положение в изменчивости фактора 1. По фактору 2 соблюдается стратиграфический порядок интервалов 1 (проба 57), 2–3 (серия проб 60–75) и 4–5 (серия проб 84–95) (рис. 4.50).

Таксоны, встреченные в отложениях разреза Косая Степь-3, но не отмеченные в грубообломочных отложениях прежде изученных разрезов Бильчетуй и Турунга (выделены красным шрифтом на диаграмме б) вносят разнообразный вклад в изменчивость факторов 1 и 2, что свидетельствует об отсутствии в идентификации этих таксонов стратиграфического смысла.



Рис. 4.50. Диаграммы факторов проб (а) и элементов (б) палинологических спектров из отложений пачки 3 в сопоставлении со спектрами серых глин [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022]. Вес фактора 1 – 20.0 %, вес фактора 2 – 17.7 %. На диаграмме *а* холодными (зеленый и голубой) и горячим (красный) цветами обозначены интервалы с возрастающими значениями литогеохимического показателя CIA (переход от положительных к отрицательным значениям фактора 2). На диаграмме *б* красным шрифтом выделены таксоны, встреченные в отложениях разреза Косая Степь-3, но не отмеченные в грубообломочных отложениях прежде изученных разрезов Бильчетуй и Турунга [Трофимов и др., 1995].

Учитывая выявленное различие между спектрами трех разрезов, мы рассматриваем полученные палинологические данные для озерных отложений пачки 3 как более представительные, чем спектры грубообломочных аллювиальных отложений прежде изученных разрезов бугульдейского горизонта. Все спектры, тем не менее, явно отражают существование растительности лесного типа.

105

Лесные формации территории были представлены хвойными лесами с участием термофильных широколиственных пород. В составе темнохвойных лесов, наряду с кедровидными соснами (*Pinus s/g Haploxylon, Pinus* sect. *Cembra*), елями (*Picea sp., P.* sect. *Eupicea, Picea obovata*), постоянно присутствует *Tsuga* (три морфотипа), реже *Abies,* эпизодически *Picea* sect. *Omorica*. Наиболее многочисленны светлохвойные сосновые (*Pinus s/g Diploxylon, P. sylvestris*) леса с примесью *Larix*. Среди теплоумеренных листопадных форм на фоне небольшого числа Juglandaceae, *Myrica, Carya, Carpinus, Castanea, Quercus, Tilia, Acer, Alnus, Corylus* выделяется *Ulmus* (до 20 %). Участие мелколиственных пород *Betula, Salix* незначительно. Для всех спектров отмечается малочисленность трав и спор (в отдельных пробах до 11 %).

В пачке 3 нижним трем интервалам (пробы 57, 60, 63А, 68А, 74, 75) свойственны колебания в содержании компонентов спектров, сопровождающих доминанты. Особенно это касается лиственных деревьев. Здесь субдоминантами являются ели, постоянно присутствует, помимо тсуги, пихта и широколиственные породы. Существовать такая растительность могла в умеренно-теплых и влажных климатических условиях. В верхних двух интервалах (пробы 84, 89, 95) происходит частичное замещение более влаголюбивых елей соснами (*Pinus s/g Diploxylon, P. sylvestris*), которые менее требовательны к количеству влаги.

Отметим также почти постоянное присутствие примеси юрских таксонов *Piceapollenites sp., Podocarpus sp.,* меловой формы *Pilosisporites sp.,* а также миоценовой *Cyathea sp.?,* что, наряду с гальками эффузивных пород из юрских отложений, свидетельствует о формировании осадков пачки 3 (а, следовательно, и других пачек разреза) за счет размыва более древних осадочных отложений.

4.3. Витимское плоскогорье

На этой территории осадочно-вулканогенная толща изучена с использованием керна скважин. Получены новые данные по кулариктинской и джилиндинской свитам. Разрез скв. 8245 и 8238 составлен в районе стратотипа кулариктинской свиты, вскрытой скв. 417 и 418 [Рассказов и др., 2007] (рис. 4.51).

В скв. 8245 определено семь пачек (снизу вверх):

Пачка 1 (глубина 92–70 м) залегает на кристаллическом фундаменте, состоит из гравия, дресвы и щебня в интервале глубины (92–90.8 м). Выше по разрезу: в интервале глубины 90.8–90 м представлена прослоем алевропесчаников темно-серых, с примесью углефицированного растительного детрита. Затем залегает песчаник серый с желтым

оттенком, мелко-среднезернистый, слабосцементированный и гравелистый (глубина 90– 89 м). Верхняя часть представлена песчаниками среднезернистыми, светло-серыми и рыжими, хорошо цементированными, с редкими включениями детрита (глубина 89–70 м).



Рис. 4.51. Литологическое расчленение осадочно-вулканогенной толщи скв. 8245 и 8238. Рисунок автора. Цифры в кружках на колонках обозначают номера пачек. Использованы данные о возрасте отложений и вулканических пород, приведенные в работе [Рассказов и др., 2000].

Литологическая характеристика: 1 – почва; 2 – аргиллит; 3 – алевролит; 4 – алевропесчаник: 5 – песчаник; 6 – гравий; 7 – щебень (а), дресва (б); 8 – обломки гранита; 9 – обломки пород разного состава; 10 – детрит; 11 – торф; 12 – вивианит; 13 – кора выветривания; 14 – туффит; 15 – базанит; 16 – базальт; 17 – гранит фундамента. Стратиграфические подразделения: 18 – четвертичные отложения; 19 – хойготская толща верхнеджилиндинская (верхний 21-(плиоцен); 20 подсвита миоцен); нижнеджилиндинская подсвита (средний миоцен); 22 – кулариктинская свита (олигоцен); 23 – базальт (4.4 млн лет); 24 – базальт (11–9.5 млн лет); 25 – базанит (12 млн лет); 26 – мезозойские выветрелые базальты; 27 – палеозойские граниты (витимканский комплекс γ PZ); 28 – стратиграфическая граница: согласная (*a*), несогласная (б).

Пачка 2 (глубина 70-60 м): сложена алевролитами и песчаниками, мелкозернистыми, серыми и светло-серыми.

Пачка 3 (глубина 60–50 м): переслаивание алевролитов темно-серых и песчаников с гравием, крупнозернистым, серым (мощностью до 20 см), обогащенным углистым детритом.

Глубина 50-48 м: сильно пористый базанит.

Пачка 4 (глубина 48–40 м): внизу залегают алевролиты однородные легкие, серого цвета, выше (с глубины 44 до 40 м) алевропесчаники светло-коричневые. Верхняя пачка представлена слоем бурого торфа. Пачка насыщена растительным детритом.

На глубине 40-31 м вскрыт базальт.

Пачка 5 (глубина 31–21 м): нижняя часть представлена алевролитом темно-серым, легким; верхняя (от 23 до 21 м) сложена глинистым серым, иногда с буроватым оттенком, с песком светло-серыми, тонкозернистым материалом. В целом, пачка насыщена растительным детритом.

Пачка 6 (глубина 21–10 м): нижняя часть представлена слоем песка серого, крупнозернистого, рыхлого, с глинистыми намывами (21.8–21 м), выше представлена песчаниками светло-серыми, мелко-среднезернистыми, с прослоями алевролитов.

Пачка 7 (глубина 10-5 м): представлена алевролитом темно-серым, легким, с примесью детрита.

В интервале 5–0 м перекрываются четвертичными отложениями.

В скв. 8238 вскрыто шесть пачек (снизу вверх):

Пачка 1 (глубина 92–48 м): представлена слабосцементированными, среднезернистыми песчаниками зеленовато-серого и белесого цвета. В нижней части содержатся включения обломочного материала пород гранитового состава. В интервале глубин (76.0–75.0 м) встречается слой алевролитов коричневого цвета, обогащенных органическим материалом.

Пачка 2 (глубина 48-40 м): представлена алевролитом темно-серым, легким, с примесью детрита.

Пачка 3 (глубина 40–33 м): представлена песчаниками светло-серыми среднезернистыми.

Пачка 4 (глубина 33–25 м): представлена алевролитами темно-серыми и коричневыми, однородными, легкими, насыщенными растительным детритом.

Пачка 5 (глубина 25–20 м): сложена алевропесчаниками, светло-коричневыми, с примесью детрита. Верхняя пачка представлена туфитом бурым.
Глубина 20-10 м базальт.

Пачка 6 (глубина 10-4.2 м): подобна пачке 4.

В интервале 4.2–0 м находится слой четвертичных отложений.

В осадочных отложениях скв. 8182 (рис. 4.52) различаются 6 осадочновулканогенных пачек. Первые четыре пачки относятся к джилиндинской свите: пачка 1 – нижняя джилиндинская свита, пачки 2–4 – верхняя джилиндинская свита. Вышележащая часть разреза (пачки 5 и 6) относится к осадочному наполнению хойготской свиты. Общая мощность вскрытого разреза 175 м.

Пачка 1 (интервал глубин 129–165 м) представлена алевролитом и среднезернистыми песками. Ее подстилают мезозойские выветрелые плагиофировые базальты, слагающие фундамент Сериктинской впадины.

На глубине 102 до 129 м задокументированы базаниты, которые сопоставляются с подобными по составу породами из разреза оз. Мухал с К–Аг-датировками 13–12 млн. лет [Рассказов и др., 2000].

Пачка 2 (интервал 102–89 м) представлена алевролитом, серым, темно-серым и черным с включениями черного органического материала. На глубинах 94 и 99 м присутствуют включения вивианита. В верхней части залегает слой мелкозернистого темно-серого песка.

Пачка 3 (интервал 89–68 м) разделяется на два слоя. Нижний, в интервале 89–75 м сложен алевролитом, темно-серым, кремовым, местами с желтым оттенком (лимонитизированный). Интервал глубин 85–86 м представлен слоем алевропесчаника серого цвета. Верхний слой (75–68 м) представлен алевролитом однородным, необычайно легким, светло-серым. Присутствуют включения зерен вивианита, его наибольшее скопление наблюдается в интервале глубин 82–78 м.

Пачка 4 (интервал 68–50 м) сложена однородным алевролитом, серым, местами с зеленоватым оттенком, легким (с диатомеями). В этой пачке местами присутствуют включения вивианита и детрита.

Пачка 5 (интервал 50–42 м) включает разные литологические типы отложений. Нижнюю часть пачки составляет алевропесчаник темно-серый, без диатомей. Верхняя часть, в интервале глубин 45–42 м, представлена алевролитом, серым, с диатомеями и включениями вивианита.

Пачка 6 (интервал 42–19 м) отличается переслаиванием алевро-песчаников и песчаников, мелкозернистых или разнозернистых серого, светло-серого цвета. Пачка содержит большое количество мелких зерен биотита и отдельные включения зерен кварца. На глубине 24–25 м вскрыт прослой базальтов, схожий по составу с вышележащей

толщей, что подобна по составу базальтам, венчающим разрез р. Сириникта с K–Arдатировкой 4.4 млн. лет [Рассказов и др., 2000].

4.52. Рис. Литологическое расчленение осадочно-вулканогенной толщи, вскрытой скв. 8182. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора образцов на палинологический анализ. Использованы возрасте отложений данные 0 И вулканических пород, приведенные В работе [Рассказов и др., 2000]. Рисунок автора. Усл. обозн. см. рис 4.51.

| Отдел | Толща, подсвита | Глубина, м | Литологи- ческая колонка скв. 8182 | Пачка |
|--------------------------|--------------------------|--|---|-------|
| Плиоцен | Хойготская | 5_ 10_ 15_ | | |
| | | 20— 25— 30— 35— | | 6 |
| | | 40- | | 5 |
| Средний - верхний миоцен | Верхне- джилиндинская | 50— 55— 60— 65— | | 4 |
| | | 70— 75— 80— 85— | \$ \$ * \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ \$ | 3 |
| | | 90— 95— 100— | | 2 |
| | Нижне-джилиндинская | 105- 110- 115- 120- 125- 130- 135- 140- 155- 160- 165- | $\begin{array}{c} Y Y Y Y \\ Y Y Y Y \\ Y Y $ | 1 |
| | | 170— 175 | <pre></pre> | |

Литологическая характеристика отложений

Осадочные породы кулариктинской и джилиндинской свит представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в том числе диатомовыми. Для нее характерен каолинит-монтмориллонитовый состав пелитовой части материала, преобладание зерен кварца и калиевого полевого шпата в легкой фракции песка, наличие бурого угля и вивианита (рис. 4.53, 4.54).



Рис. 4.53. Микрофотографии шлифов олигоценовых осадочных пород Западного Забайкалья.

а–*б* – обр. 8245/17; *в*–*г* – обр. 8245/57.5; *д*–*е* – обр. 8245/89. Обозначения: bt – биотит; fsp – калиевый полевой шпат; Q – кварц; sph – титанит; f.r – обломок породы. Фотографии *a*, *b*, *д* – николи +, фотографии *б*, *c*, *e* – николи параллельны. Зеленая рисочка равна 200 мкм.

Песчаники даже при наличии пролювиальной примеси в значительной мере отвечают аллювиальным русловым или озерным осадкам. Пролювиально-аллювиальные пески и песчаники джилиндинской свиты характеризуются малыми значениями максимального размера зерен и отражают пониженную динамику потоков. В обломочном материале песчаника содержится кварц (20-35%) и калиевый полевой шпат (15-20%), иногда присутствует кислый плагиоклаз (до 3%). Периодически наблюдаются фрагменты гранитов в виде сростков зерен кварца и полевого шпата (рис. 4.53а,б). Порода мелкопсаммитовой размерности зерен (рис. 4.54а,б) состоят из неокатанных обломков кварца и полевого шпата. Встречаются обломки пород карбонатного, глинистокарбонатного состава. Пластинки биотита деформированы на границах с кварцевыми и полевошпатовыми обломками (рис. 4.54д,е). Цемент (30–45%) в разной степени обогащён неравномерными скоплениями лимонита и сидерита. Неизмененный цемент сохранился в реликтовых островках и представлен тонкодисперсным фрагментом каолинитгидрослюдистого агрегата.

Алевролит – преобладающий тип пород джилиндинской свиты. Образующаяся полосчатость отложений обусловлена тонким чередованием материала с меняющимся размером зерен и цветом от кремового до светло-желтого. Полосчатость подчеркивается скоплениями детритового материала и биотита. Алевритовый материал представлен пелитизированными табличками полевых шпатов, изометричными, часто оскольчатыми зернами кварца, спорадически – табличками кислого плагиоклаза (рис. 4.53з,и). Органогенная примесь (10–12 %) представлена растительным детритом, часто с клеточным строением. Цемент смешанный, гидрослюдистый. Под микроскопом основная масса желтовато-бурая, чешуйчато-волокнистая. В составе глинистых минералов гидрослюда преобладает над каолинитом (рис. 4.54й,к).

Диатомовый пелитовый материал под микроскопом представляет собой тонкодисперсную полупрозрачную (в параллельных николях) желтоватую массу с интенсивно гидрослюдизированным глинистым агрегатом (рис. 4.54в,г). В основной пелитоморфной каолинит-гидрослюдистой массе наблюдаются характерные рогульчатые, серповидные частицы (3-7 %) и фрагменты створок диатомей (7-12 %). Преобладающие диатомей дисковидные (диаметром 0.013-0.09 реже формы панцирей мм), цилиндрические и челночновидные. Единичные наиболее крупные индивиды сложены опалом, другие – преимущественно цилиндрические формы – замещены карбонатом. Терригенная примесь алевритовой размерности (3-10 %) распределена неравномерно, сложена мельчайшими зернами кварца и чешуйками слюд. Зерна корродированы. Порода наиболее характерна для верхнеджилиндинской подсвиты.

112



Рис. 4.54. Микрофотографии шлифов олигоценовых и миоценовых осадочных пород Западного Забайкалья.

а-*б* – обр. 8245/74; *в*-*г* – обр. 8245/23; *д*-*е* – обр. 8238/58; *ё*-*ж* – обр. 8245/21.8; *зu*- обр. 8245/64.5; *й*-*к*- обр. 8245/43.2. Фотографии *а*, *в*, *д*, *ё*, *з*, *й* – николи +, фотографии *б*, *г*, *е*, *ж*, *и*, *к* – николи параллельны. Зеленая рисочка равна 200 мкм. Зеленая рисочка равна 200 мкм. Усл. обозн. см. рис. 4.53.

Состав глинистой фракции пород в нижней и средней частях разрезов почти полностью каолинитовый, а в верхней части – существенно бейделлитовый. Формированию предджилиндинских кор выветривания каолинитового и монтмориллонит-каолинитового типов способствовали благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия палеогенового этапа выравнивания рельефа: теплый влажный климат, близкий субтропическому, слабое проявление дифференцированных движений.

Химический состав отложений

На рис. 4.55 из двух скважин (8245 и 8238) озерные отложения пачек 4, 5 и 7 (скв. 8245) и пачек 4 и 6 (скв. 8238) характеризуются высокими значениями СІА (78–89) и потерь при прокаливании (ППП) (8.4–54 мас. %), за исключением образца (скв. 8245/44 м) со значениями: СІА (76) и ППП (5.5 мас. %). Высокие значения СІА и ППП в озерных пачках указывают на связь с высоким содержанием глинистых минералов и детрита. В пачках 2 и 3 скв. 8245 характерны пониженные значения СІА (63–73) и ППП (4.4–9.7 мас.

%). Пачки 2 и 5 (скв. 8238) имеют тренд увеличения СІА (от 66 до 84) и ППП (2.0–14.3 мас. %).

В аллювиальных отложениях (пачки 1 и 6 – скв. 8245) и (пачки 1 и 3 – скв. 8238) отмечается резкое снижение СІА (в пределах: 60 до 71) и ППП (в пределах: 0.5–7.0 мас. %). Исключение – алевролитовый образец из скв. 8245/90 (СІА=79) и ППП (6.1 мас. %) и 8238/75.5 (СІА=72) и ППП (6.2 мас. %).



Рис. 4.55. Вариации химического индекса выветривания СІА и потери при прокаливании (ППП) в осадочных отложениях из скв. 8245 (*a*) и 8238 (*б*). Пачки выделены значками разного цвета. Оценка возраста слоев базальта и базанита приведена по работе [Рассказов и др., 2000]. Рисунок автора.

Нижняя часть пачки 1 имеет тренд увеличения отношения Fe₂O₃/FeO (3.2–7.2), а снижение наблюдается в верхней части – Fe₂O₃/FeO (1.2–3.3). Во второй пачке выше размыва окисное железо резко преобладает: Fe₂O₃/FeO=11.2, и имеет тренд уменьшения Fe₂O₃/FeO до 1.7. Нижняя часть пачек (4–6) характеризуется низкими концентрациями Fe₂O₃/FeO (0.5–2.3), а верхняя часть имеет высокие концентрации Fe₂O₃/FeO (3.4–5.4). Пачки 3 и 7 показывают низкие концентрации Fe₂O₃/FeO (1.8–3.0) (рис. 4.56а). Все отложения скв. 8238 характеризуются низкими отношениями Fe₂O₃/FeO (<3) (рис. 4.56б).



Рис. 4.56. Отношение Fe₂O₃/FeO в осадочных отложениях из скв. 8245 (*a*) и 8238 (*б*). Пачки выделены значками разного цвета (см. рис. 4.55). Оценка возраста слоев базальта и базанита приведена по работе [Рассказов и др., 2000]. Рисунок автора.

Группирование пород по литологическим пачкам подтверждается результатами факторного анализа (рис. 4.57). По отрицательным значениям фактора 1 петрогенные оксиды салических минералов (кварца и полевых шпатов: SiO₂, K₂O и Na₂O) обособляются от петрогенных оксидов фемических минералов (пироксенов, амфиболов и др.: MgO, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, CaO), имеющих положительные значения этого фактора. С петрогенными оксидов фемических минералов объединяются Al₂O₃ и ППП. Такое объединение свидетельствует о вхождении петрогенных оксидов фемической группы в глинистые минералы, тогда как группа салических оксидов не коррелируется с вхождением в глинистые минералы. По фактору 3 разделяются компоненты плагиоклаза (Na₂O и CaO) и калиевого полевого шпата (K₂O) при тесной связи последнего компонента с SiO₂ (рис. 4.57а).



Рис. 4.57. Факторные диаграммы петрогенных оксидов осадочных пород из скв. 8245 и 8238. Панель a – диаграмма векторов переменных. Фактор 1: MgO^{0.92} ППП^{0.89} FeO^{0.86} Fe₂O₃^{0.85} TiO₂^{0.74} MnO^{0.57} CaO^{0.37} Al₂O₃^{0.34} SiO₂^{-0.96} K₂O^{-0.76} Na₂O^{-0.53}. Фактор 2: CaO^{0.71} Na₂O^{0.64} FeO^{0.21} Al₂O₃^{0.16} MnO^{-0.30} Fe₂O₃^{-0.27} MgO^{-0.11} K₂O^{-0.07} TiO₂^{-0.07} ППП^{-0.06} SiO₂^{-0.05}. Панель δ – диаграмма векторов образцов. Панель ϵ – диаграмма векторов пачек скв. 8245 (по образцам панели δ). Панель ϵ – диаграмма векторов пачек скв. 8238 (по образцам панели δ). Рисунок автора.

На факторной диаграмме образцов (рис. 4.576) фигуративное поле пород скв. 8245 смещено относительно фигуративного поля пород скв. 8238 с возрастанием роли калиевого полевого шпата. Это смещение получает более конкретное выражение на диаграмме ЩМ–РІА (рис. 4.58), на которой выделяются 3 группы осадочных пород. Группа 1 характеризуется высокими значениями щелочного модуля (ЩМ=1.2–4.2) при низких значениях плагиоклазового индекса изменчивости (PIA=63.2–77.9). К этой группе относятся породы пачки 1, 3 и 5 скв. 8238. В группе 2 наблюдаются повышенные значения

плагиоклазового индекса изменчивости (PIA=75.4–94.6) при низких значениях щелочного модуля (ЩМ=0.1–0.9). Породы этой группы представлены в скв. 8245 с редкими породами из пачек 2 и 4 скв. 8238. Часть пород этих двух пачек скв. 8238, обозначенная как группа 3, имеет повышенные значения щелочного модуля (ЩМ=1.5–2.2) при значениях плагиоклазового индекса изменчивости (PIA=86.7–90.1) в диапазоне группы 2.

Фигуративные точки пород группы 2 смещены относительно состава неизмененного калиевого гранита фундамена с возрастанием РІА. Этот тренд обозначает выветривание полевых шпатов К-гранита. Подобное смещение фигуративных точек пород группы 3 относительно нижней части фигуративного поля пород группы 1 отражает выветривание полевых шпатов Na-породы (с Na-полевым шпатом).



Рис. 4.58. Диаграмма ЩМ- РІА осадочных пород из скв. 8245 и 8238.

Вариации химического состава осадочных отложений в стратиграфической последовательности скв. 8182 представлены на (рис. 4.59). Отложения коры выветривания характеризуются низкими значениями всех индексов: Fe₂O₃/FeO (1.0), CIA (до 50.8) и ППП (1.4 мас.%).

Состав пачки 1 (нижняя джилиндинская свита) вместе с базанитами характеризуется низкими значениями СІА (от 47.8 до 57.6) при значениях ППП не более 3.4 мас.%, что указывает на незрелость осадков, отсутствие диатомовых водорослей и существенное снижение роли глинистого материала и детрита.

В отложениях верхней джилиндинской свиты (пачки 2–4) показатель CIA находится в основном в интервале 77.8–88.0. С повышением CIA содержания ППП

увеличиваются от 3.9 до 19.1 мас.%, что обусловлено чередованием прослоев с различным насыщением диатомовыми водорослями, глиной и растительным детритом. В единственном образце из средней части пакета 2 (глубина 86 м) значение снижено до 74.4 при содержаниях ППП (11.9 мас.%), что обусловлено увеличением роли песчаной составляющей.



Рис. 4.59. Вариации химического индекса выветривания СІА (а), потерь при прокаливании (ППП) (б) и отношения Fe₂O₃/FeO (в) в разрезе осадочных отложений скв. 8182. Рисунок автора.

Осадочные отложения хойготской свиты (пачки 5 и 6) характеризуются значениями СІА (62.6–73.6) при содержаниях ППП (от 3.9 до 8.1 мас. %), за исключением образца с глубины 46 м с более высокими содержаниями СІА (79.6) и ППП (11.0 мас.%). По сравнению с отложениями джилиндинской свиты, отложения хойготской толщи обнаруживают понижение содержаний ППП, т.е. кристаллизационной H₂O, входящей в состав глинистых минералов, и уменьшение количества органического материала.

В отложениях скв. 8182 значения индекса Fe₂O₃/FeO в основном не превышают 1.8. Наиболее окисленная порода (2.0–2.8) отмечена только в маломощной зоне поверхностного окисления, без признаков развития пластовых зон окисления (в переходных интервалах от пачки 4 к пачке 5 (51–49 м)). По-видимому, во время осадконакопления произошло окисление в приповерхностной зоне, в переходном слое от миоцена к плиоцену.

Подобным образом параметры CIA, ППП и Fe₂O₃/FeO снижались и повышались в донных отложениях Академического хребта оз. Байкал [Кашик, Ломоносова, 2006], отложениях Баргузинской долины [Рассказов и др., 2016], Танхойской тектонической ступени [Аль Хамуд и др., 2019, 2021] и Тункинской впадины [Хассан и др., 2020].

Из анализа диаграммы рис. 4.60 следует, что обломочные породы скв. 8245, 8238 и 8182 формировались в основном за счет разрушения пород кислого состава. Для отложений коры выветривания из пачки 1 скв. 8182 источником сноса служили выветрелые мезозойские базальты.



Рис. 4.58. Сопоставление источников сноса основного и кислого состава при формировании отложений Витимского плоскогорья на диаграмме La/Sc–Th/Co. Поля составов различных источников указаны по работе [Cullers, 2002].

Палинологическое обоснование возраста отложений

В разрезе отложений, вскрытых скважиной 8182 в интервале глубин 19–65 м, изучено 17 спорово-пыльцевых спектров (рис. 4.61). Все спектры хорошего наполнения микрофоссилиями. Содержание спор и пыльцы в них превышает 500 зерен.

ПЗ-1 (поздний миоцен) – *Glyptostrobus*–*Taxodiaceae*–*Tsuga*–*Corylus*–*Quercus*– *Picea*–*Pinus*–*Betula sect. Nanae*–*Betula sec. Albae.*

Спорово-пыльцевые спектры образцов 54–65 по составу близки между собой. В них доминирует пыльца покрытосеменных растений (в среднем 66 %, среди которых преобладает пыльца деревьев с доминированием пыльцы березы *Betula* sect. *Albae* со значительной долей пыльцы кустарников (22 %, максимально до 34 %), среди которых пыльца березы кустарниковой *Betula* sect. *Nanae*, ольховника *Alnaster* sp., ивы *Salix* sp. и небольшой долей (в среднем 4 %) в качестве реликтов пыльцы широколиственных теплоумеренных видов: дуба *Quercus* sp., ильма *Ulmus* sp., лещины *Corylus* sp., ореха *Juglans* sp., липы *Tilia* sp., хмелеграба *Ostrya* sp. Единична пыльца теплолюбивых: гикори *Carya* sp., лапины *Pterocarya* sp., восковницы *Myrica* sp., граба *Carpinus* sp., падуба *Ilex* sp. Среди пыльцы голосеменных растений – пыльца ели *Picea* sp. (10 %), сосны *Pinus* s/g *Haploxylon* (10 %). Единична, но постоянна пыльца лиственницы *Larix* sp., тсуги *Tsuga* sp.

Спорадически – пихты Abies sp., кипарисовых Glyptostrobus sp. и таксодиевых Taxodiaceae. Пыльцы трав немного, в среднем не более 12 % с максимальным обилием 22 %, представлены они разнообразными таксонами мезо-ксерофитного разнотравья – вересковыми Ericaceae, полынями Artemisia sp., злаковыми Poaceae (Gramineae) и осоковыми Cyperaceae. В меньшей степени лютиковыми Ranunculaceae, маревыми Chenopodiaceae, гречишными Polygonaceae, бобовыми Fabaceae, зонтичными Apiaceae, розоцветными Rosaceae, валерьяновыми Valerianaceae, гвоздичными Caryophyllaceae, стабильно пыльцой типично степного растения – эфедры Ephedra sp., влаголюбивыми – рогозом Typha sp., горцом земноводным Polygonum amphibium L., ежеголовником Sparganium sp. Объемы спор в среднем не превышают 6 %, среди которых преобладают сфагновые мхи Sphagnum sp., единично бриевые Bryales sp., спорадически печеночные Riccia sp. Папоротники представлены бобовидными спорами Polypodiaceae, редкими спорами липтохилуса Leptochylus sp. Спорадически – чистоустом Osmunda sp., гроздовником Botrychium sp., оноклеей Onoclea sp., лигодиумом Lygodium sp. и редкими плаунами – баранцом обыкновенным Huperzia selago L., плауном колючим Lycopodium pungens (Dsv.) LaPyl. ex Iljin. и плаунком кровяно-красным Selaginella sanquinolenta (L.) Spring.



Рис. 4.61. Диаграмма изменений ПЗ-1 и ПЗ-2 неогеновых отложений скважины 8182. На диаграмме с общим составом: треугольники – голосеменные, кружки – покрытосеменные, квадраты – споры. Усл. обозн. см. рис. 4.51.

Во время накопления отложений господствовали сосново-березовые леса с примесью темнохвойных из пихты и ели, редкими теплоумеренными широколиственными породами деревьев и редкими субтропическими реликтами. В спектрах присутствовали уплощенные пыльцевые зерна темно-коричневого цвета, из числа систематического состава более древних *Podocarpidites* sp., так и состава, описанного выше *Picea* sp., *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P. s/g Diplxylon*, *Tsuga* sp., *Poygonum amphibum* (L.), *Selaginella sanguinolenta* (L.) Spring, которые вероятнее всего являются переотложенными.

Присутствие в спектрах редкой пыльцы семейства таксодиевых, значительное содержание пыльцы кустарников и низкое содержание пыльцы термофильных покрытосеменных растений позволяет сравнивать полученные спектры зоны с палинокомплексом, характеризующим верхнемиоценовые отложения хапчерангинского регионального горизонта Северо-Востока России [Фрадкина, 1995].

ПЗ-2 (ранний плиоцен). В спектрах зоны 2 продолжает доминировать пыльца покрытосеменных растений 53 %, голосеменных 25 %, трав не более 13 %, спор в среднем 24 %. Из покрытосеменных преобладает пыльца мелколиственных растений 35 % с высокой долей кустарников до 19 %. Широколиственных чуть меньше, не более 2 %. Пыльца теплолюбивых субтропических растений встречается спорадически в сумме, не превышая 2–3 %. Из спектров исчезает пыльца семейств кипарисовых и таксодиевых, что характерно для плиоценового времени. В пределах зоны по изменению количественного содержания тех или иных видов растений выделяются подзоны.

Подзона А. Tsuga–Picea–Pinus–Betula sect. Nanae–Polypodiophyta.

В спектрах образцов 42–49 в среднем до 47 %, преобладают пыльцевые зерна покрытосеменных растений, среди которых значительную долю (33 %) составляет пыльца мелколиственных таксонов бореальной группы (береза *Betula* sp., и ольха *Alnus* sp.) со значительной долей (19 %) кустарниковых видов (береза кустарниковая, ива, ольховник). Обилие пыльцы теплоумеренной широколиственной флоры в среднем, не велико – не более 2 %. Это пыльца дуба, лещины, липы, клена, ореха, каштана. Спорадически встречаются редкие пыльцевые зерна теплолюбивых и субтропических видов растений: энгельхардии *Engelhardtia* sp, моруса *Morus* sp., лапины *Petrocarya* sp., гикори *Carya* sp., платикарии *Platycarya* sp., из спор – *Lygodium* sp. Среди голосеменных доминирует пыльца ели и сосны двух секций *Pinus* s/g *Diploxylon*, *P*. s/g *Haploxylon*. Постоянно присутствует пыльца тсуги и лиственницы. Объемы травянистой пыльца водных растений – рогоза *Typha* sp., рдеста *Potamogeton* sp. В группе спор, которая в среднем составляет 30 %, с максимальными значениями до 35 % преобладают споры кочедыжниковых

Polypodiaceae. Сохраняются споры липтохилуса, оноклеи, плаунка кровяно-красного, чистоуста. Становятся обычными споры гроздовника *Botrychium* sp., бриевого мха *Bryales* sp.

Доминирование пыльцы березы, значительное количество пыльцы кустарников, большое количество спор, разнообразие мезо-ксерофитных трав, отсутствие пыльцы кипарисовых и таксодиевых позволяет реконструировать сосново-елово-березовые леса с участием тсуги и редкими представителями теплоумеренных пород деревьев в раннем плиоцене. Климат умеренный, достаточно влажный. Вероятно, пыльца лапины, платикарии, энгельхардии, моруса и споры лигодиума, как субтропических представителей, является переотложенной, несмотря на хорошую сохранность зерен.

Подзона Б. Tsuga–Pinus–Mysci–Picea–Betula sect. Nanae.

Эта подзона включает спектры образцов 35–39. В их составе по-прежнему преобладает пыльца мелколиственных растений (46 %), в основном березы (14 %), сопутствует ей пыльца ольхи (4 %). Обильна пыльца кустарниковых растений (28 %) за счет пыльцевых зерен кустарниковой березы (23 %), ивы (4 %) и редких зерен ольховника. Количество пыльцы голосеменных растений составляет 20 %, среди которых преобладает пыльца ели (10 %), меньше пыльцы тсуги (7 %), сосен (6 %), лиственницы (1 %), редко пихты. Из числа широколиственных растений установлены единичные пыльцевые зерна дуба, ильма, лещины, падуба, ореха, и более теплолюбивых: гикори, платикарии, хмелеграба, также хорошей сохранности. Пыльцы трав 11 %, в основном за счет пыльцы осоки (7 %), злаков (2 %). Единичными пыльцевыми зернами присутствуют: сложноцветные, полынь, цикориевые, одуванчик, василистник, маревые, гречишные, гвоздичные, колокольчиковые Сатрапиlасеае, зонтичные, валериановые. Из водных – пыльца рогоза и горца земноводного. Количество спор не превышает 7 %, в основном за счет спор сфагнового мха, реже встречается оноклея, чистоуст и вудсия.

Реконструируются сосново-березово-еловые леса с участием тсуги и редкими широколиственными элементами. Увеличение количества пыльцы кустарниковой растительности из березы, ивы, а также спор сфагновых мхов свидетельствует о направленном похолодании в раннем плиоцене. Климат по-прежнему оставался умеренным и достаточно влажным. Пыльцевые зерна гикори, платикарии, хмелеграба и лапины отнесены к переотложенным.

Подзона С. Tsuga–Abies–Pinus–Mysci–Betula sect. Nanae–Betula sect. Albae–Picea.

В спектрах подзоны преобладает пыльца покрытосеменных растений (51 %), среди которых преобладает пыльца древесной березы. Широколиственные и теплолюбивые представлены единичными и спорадически встречающимися пыльцевыми зернами дуба,

липы, ильма, лещины, каштана, падуба. Пыльца ниссы, восковницы, лапины, хмелеграба, и енгельхардии отнесены к переотложенным. Обилие пыльцы голосеменных растений составляет 32 %. В спектрах максимально обильна по разрезу пыльца ели (20 %), сосны обеих секций не более 10 %. Количество пыльцы кустарниковых растений снижается до 27 %, в них по-прежнему обильна береза кустарниковая (13 %), обычны ольховник и ива. В небольших количествах, но постоянно присутствует пыльца пихты и лиственницы. Травы также максимально обильны по разрезу и составляют 18 %, таксономически очень разнообразны. Доминируют пыльца осок (20 %), менее обильна пыльца вересковых, полыни, других сложноцветных, злаковых, маревых. Спорадически присутствут: эфедра, лютиковые, василистник, гречишные, розоцветные, кровохлебка, бобовые, володушка, зонтичные, валериановые, кипрейные, гвоздичные, лилейные, яснотковые. Среди водных видов – рогоз и горец земноводный, в пробе 19 ежеголовник и рдест. Спор 17 %. Среди них преобладают споры сфагновых мхов (9%), кочедыжниковых (6%), редки: гроздовник и холодостойкие виды – плаунок сибирский Selaginella sibirica (Milde) Hieron. и мхи рода Meesia sp. Спорадически встречаются плауны: булавовидный, баранец обыкновенный Lycopodium selago L., растущий в темнохвойных влажных смешанных лесах и берёзоворазнотравных сообществах. Реконструируются еловые леса с участием пихты, лиственницы и сосны, тсуги. Широко развиты кустарниковые заросли из березы, ольховника, ивы в условиях дальнейшего похолодания климата во второй половине раннего плиоцена. В пробе 19 увеличивается обилие пыльцы березы древесной (28 %), снижается ели и сосен на фоне того же количества пыльцы кустарников. Пыльца гикори и платикарии также отнесена к переотложенным.

Полученные спорово-пыльцевые спектры ПЗ 2 имеют сходство с палинокомплексом бегуновского горизонта нижнего плиоцена Северо-Востока Сибири [Фрадкина, 1995], для которого характерны:

- постоянное присутствие пыльцы лиственницы и пихты;

- заметное участие (10–20 %) пыльцы кустарников;

- значительное количество спор *Sphagnum* или Polypodiaceae, меньше *Bryales*, *Lycopodium*, *Selaginella*, *Botrychium* и Osmunda;

- разнообразием систематического состава трав;

- отсутствием пыльцы семейства Taxodiaceae;

- и редкой встречаемостью пыльцы покрытосеменных термофильных растений.

Диатомовая флора

Исследовано видовое разнообразие и распределение диатомовых водорослей в керне скважины 8182. Диатомеи обнаружены в интервале глубин 98.0–20.0 м (рис. 4.62).

Видовой состав представлен 153 видом, из них 18 планктонных, 22 литоральнопланктонных и 113 бентосных таксона. В результате анализа распределения видов в керне, по появлению или исчезновению видов маркеров выделено 4 локальных диатомовых зоны (ДЗ).

ДЗ 1 отмечена в интервале глубин 98–88 м. Общая численность диатомей варьировала от 19.3 до 32.7 млн ств./г. Ведущую роль играли планктонные диатомеи двух родов *Alveolophora* и *Aulacoseira*. Массовым видом была *Aulacoseira canadensis* (Hustedt) Simonsen. На ее долю приходилось 11.1–63.5 % от общей численности всех створок. Сопутствующими видами были *A. praegranulata* (Jousé) Simonsen и *Aulacoseira pusilla* (F.Meister) Tuji et Houki. *Alveolophora jouseana* (Moisseeva) Moisseeva отмечена только в нижней части керна (98 м) в количестве 1.3 млн ств./г.

На долю бентосно-планктонных видов приходилось 2–8 %. Среди них отмечены *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing, *Ellerbeckia kochii* (Pantocsek) Moisseeva, *Gomphonema intricatum* Kützing, *Gomphonema acuminatum* Ehrenberg, *Staurosira subsalina* (Hustedt) Lange-Bertalot, *S. binodis* (Ehrenberg) Lange–Bertalot, *Staurosirella martyi* (Héribaud) Morales et Manoylov, *Tabellaria fenestrata* (Lyngbye) Kützing и *Tetracyclus emarginatus* (Ehrenberg) Smith.



Рис. 4.62. Распределение планктонных диатомей в озерных отложениях скв. 8182 Витимского плоскогорья. По оси х – млн ств./г. Серым цветом выделены интервалы без диатомей. Усл. обозн. значков пачек см. рис. 4.51.

Бентосные виды были представлены (1.8–6.2 %) Amphora ovalis (Kützing) Kützing, Cymbopleura reinhardtii (Grunow) Krammer, C. cuspidata (Kützing) Krammer, C. Acuta

124

(Schmidt) Krammer, Cymbella turgidula Grunow, C. helvetica Kützing, C. affinis Kützing, Diploneis oblongella (Naegeli) Cleve-Euler, Eunotia curtagrunowii Nörpel-Schempp et Lange-Bertalot, E. Minor (Kützing) Grunow, E. cf. faba Ehrenberg, E. soleirolii (Kütz.) Rabenh, Epithemia zebra var. saxonica (Kützing) Grunow, E. sorex Kützing, Gomphonema parvulum (Kützing) Kützing, Gomphonema sp., Pinnularia interrupta Smith, P. subrostrata (Cleve) Cleve, P. isostauron Grunow, P. obscura Krasske, P. phoenicenteron f. rostrata Cleve, P. infirma Krammer, Placoneis gastrum (Ehrenberg) Mereschkowsky, P. elginensis (Gregory) Cox, Placoneis sp., Pseudostaurosira polonica (Witak et Lange–Bertalot) Morales et Edlund, Reimeria sinuate (Gregory) Kociolek et Stoermer, Skabitschewskia oestrupii (Cleve) Kuliskovskiy et Lange–Bertalot, Tetracyclus cf. japonicas (Petit) Tempère et Peragallo, T. ellipticus (Ehrenberg) Grunow, T. glans (Ehrenberg) Mills, T. rupestris (Kützing) Grunow, T. strumosus (Ehrenberg) Williams, Navicula sp., Nupela sp. H Pinnularia sp.

ДЗ 2 выделена в интервале 85–68 м. В этой зоне концентрация диатомей была максимальной. Численность створок варьировала от 4.8 до 94.2 млн ств./г. Отмечено большее разнообразие планктонных родов. Наряду с *Alveolophora и Aulacoseira* появились представители родов *Actinocyclus, Concentodiscus* и *Lobodiscus*. В нижней части зоны (85–78 м) доминирующим видом была *Alveophora robusta* (Khursevich) Usoltseva et Khursevich (6.2–89.6 %), а в верхней (75–65 м) *Aulacoseira* sp.1 (24.9–36.1 %). В небольших количествах встречались *Aulacoseira subarctica* (O.Müller) Haworth, *Actinocyclus krasskei* Bradbury et Krebs, *Concentodiscus indigenus* Khursevich et Fedenya, *C. variabilis* Khursevich et Chernyaeva, и *Lobodiscus* sp.

Бентосно-планктонные диатомеи встречались в небольшом количестве (до 14.8 %). На горизонте 85 м достигает 82.0 % (3.9 млн ств./г.). Они представлены Aulacoseira distans (Ehrenberg) Simonsen, Ellerbeckia kochii, Melosira undulata, Cavinula pseudoscutiformis (Hustedt) Mann et Stickle, Gomphonema intricatum, Nitzschia palea (Kützing) Smith, Odontidium hyemale (Roth) Kützing, Pseudostaurosira brevistriata (Grunow) Williams et Round, Planothidium lanceolatum (Brébisson ex Kützing) Lange–Bertalot, Staurosira subsalina и Tabellaria fenestrata.

На долю бентосных диатомей приходилось 2.0–6.1 % от общей численности. Они были представлены Altana cingens (Skvortsov) Kulikovskiy, Cymbella helvetica, Cymbella sp., C. subleptoceros Krammer, Encyonema minutum (Hilse) Mann, E. neogracile Krammer, E. perpusillum (Cleve) Mann, Eunotia polyglyphis Grunow, Gomphonema parvulum, Gomphonema sp., Gomphosphenia grovei var. lingulata (Hustedt) Lange–Bertalot, Karayevia laterostrata (Hustedt) Bukhtiyarova, Rhopalodia gibba (Ehrenberg) Müller, Nitzschia cf. fonticola (Grunow) Grunow, Psammotidium sp, Skabitschewskia oestrupii, Tetracyclus glans, T. ellipticus, T. rupesrtis, T. celaton Okuno и Ulnaria sp.

ДЗ З выделена в интервале 64–58 м по исчезновению вида Alveophora robusta и появлению Alveolophora tscheremissinovae Khursevich. Общая численность диатомей возрастала снизу вверх от 9.5 до 21.8 млн ств./г. Доминировали планктонные диатомеи Aulacoseira spiralis (Ehrenberg) Houk et Klee, A.ambigua (Grunow) Simonsen, A.canadensis, Actinocyclus krasskei, A. styliferum Khursevich et Fedenya и Concentodiscus indigenus. На их долю приходилось 33.0–76.5 % от общей численности.

Бентосно-планктонные диатомеи были представлены Aulacoseira distans, Ellerbekia kochii, Cavinula cocconeiformis (W. Gregory ex Greville) D.G. Mann & A.J. Stickle, C. pseudoscutiformis (Hustedt) Mann et Stickle, Gomphonema intricatum, Planothidium lanceolatum, Pseudostaurosira brevistriata, Stauroneis anceps Ehrenberg, Staurosira construens Ehrenberg, S. venter (Ehrenberg) Cleve et Möller и S. binodis. На их долю приходилось 9.0– 86.9 % от общей численности.

Бентосные диатомеи встречались в небольшом количестве (2.7–17.2 %). Среди них отмечены Altana woronichinii (Jasnitsky) Kulikovskiy & Lange–Bertalot, Encyonema minutum, E. muelleri (Hustedt) D.G. Mann, Eolimna aboensis (Cleve) S.I. Genkal Eunotia polyglyphis, Fragilaria sp., Fallacia pygmaea (Kützing) Stickle & D.G. Mann, Genkalia sp., Gomphosphenia groove var. lingulata, Karayevia laterostrata (Hustedt) Bukhtiyarova, Pinnularia sp., Placoneis elginensis, P. gastrum, P. zula Kulikovskiy, Lange–Bertalot & Metzeltin, Pinnularia sp.1, Pinnularia sp.2, Punctastriata lancettula (Schumann) P.B. Hamilton & Siver Navicula cf. schonfeldii Hustedt, Grunowia tabellaria (Grunow) Rabenhorst, Sellaphora pupula (Kützing) Mereschkovsky, Skabitschewskia oestrupii, Stauroneis sp., Staurosirella pinnata (Ehrenberg) Williams et Round, Tetracyclus glans и T. ellipticus.

ДЗ 4 определена в интервале 43–20 м. Для нижней части зоны характерны крайне низкие концентрации створок диатомей (5.0–6.7 млн ств./г.). В интервале 42–25 м диатомеи не обнаружены. Выше (21 м) численность створок диатомей достигала 77 млн ств./г. В этой зоне отмечены максимальные значения численности бентосно-планктонных (13 млн ств./г.) и бентосных диатомей (38 млн ств./г).

Среди планктонных диатомей доминировала A. ambigua. Бентосно-планктонные представлены Aulacoseira distans, Ellerbekia kochii, Cavinula pseudoscutiformis, Gomphonema intricatum, Pseudostaurosira brevistriata, Staurosira construens, S. subsalina, S. venter, Tabellaria fenestrata и Tetracyclus emarginatus.

Из бентосных видов встречались *Amphora* sp., *A. pediculus* (Kützing) Grunow, *Cymbopleura problematica* (Van Landingham) Krammer, *C. solea* (Brébisson) Smith, *Cymbella* sp., *C. subleptoceros, Eunotia curtagrunowii, E. ewa* Lange–Bertalot et Witkowski, *Eunotia* sp., *E. minor, E. arcus* Ehrenberg, *Gomphonema parvulum, Hantzschia* cf. *amphioxys* var. *vivax* Grunow, *Luticola mutica* (Kutzing) Mann, *Nitzschia* cf. *angustata* (Smith) Grunow, *Pinnularia* sp., *Pinnularia major* (Kützing) Rabenhorst, *P. interrupta, Placoneis gastrum, P. elginensis, P. anglophila* (Lange–Bertalot) Lange–Bertalot, *Stauroneis javanica* (Grun.) Cleve, *S. phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrenberg, *Staurosirella pinnata, Stauroforma* sp., *Tetracyclus japonicus, T. glans* и *T. strumosus*.

При сравнении с другими, известными для Байкальского региона древними диатомеями Витимского плоскогорья [Рассказов и др., 2007], Байкала [Кузьмин и др., 2009], Баргузинской долины [Hassan et al., 2019; Усольцева и др., 2019; Usoltseva et al., 2020] и Тункинской долины [Черемисинова, 1973; Хассан и др., 2020] показано, что отложения керна скв. 8182 Витимского плоскогорья относятся к среднему-позднему миоцену (ДЗ 1–3) и к раннему плиоцену (ДЗ 4).

Распределение диатомей в керне указывают на непостоянный характер гидрологического режима палеоводоема. Судя по экологии диатомей, осадки, соответствующие ДЗ 1–3 накапливались в водоеме средних глубин с обширной литоральной зоной. В заключительную фазу (ДЗ 4) накопления осадков, вероятно, произошло резкое изменение параметров древнего водоема – уменьшилась глубина палеоозера и увеличилась литоральная зона.

На Танхойской тектонической ступени южного берега Байкала впервые обнаружены и изучены осадочные слои широкого (от эоцена до квартера) возрастного диапазона. На основе результатов спорово-пыльцевого анализа отложений в едином разрезе датированы: мишихинская толща (нижнеэоценовые и верхнеолигоценовые пачки), танхойская, осиновская, аносовская свиты и перекрывающие четвертичные отложения. Результаты гранулометрического анализа, рентгенофазового анализа минерального состава отложений и литогеохимические данные свидетельствуют об аллювиальном происхождении стратонов с участием болотно-старичных фаций.

В плиоцен-раннеплейстоценовой палеодолине Пра-Манзурки северо-западного побережья Байкала аллювий изучены слои наиболее раннего (бугульдейского) аллювиального горизонта, в котором обнаружена 3-метровая озерная линза горизонтально-слоистых тонкообломочных отложений. В разрезе линзы определен единообразный состав спорово-пыльцевых спектров и выявлено отчетливое изменение литогеохимических показателей от слабого выветривания материала в подошве до сильного – в кровле. По смене литогеохимических характеристик озерных отложений

установлен эпизод раннеплиоценовых палеоклиматических вариаций холода и тепла, происходивших на фоне консервативного существования лесной растительности территории, отразившей теплый и влажный климат.

На Витимском плоскогорье выполнено сравнительное изучение литологии и химического состава отложений кулариктинской свиты (олигоцен-нижний миоцен), джилиндинской свиты (средний-верхний миоцен) и хойготской толщи (плиоцен). В озерных отложениях джилиндинской свиты и хойготской толщи найдены ископаемые диатомеи. Всего выявлено 140 видов пресноводной диатомовой флоры, из них 17 – планктонных, 21 – литорально-планктонных и 102 – бентосных таксонов. В результате диатомового анализа кернов скважины определены 4 локальные диатомовые зоны (ДЗ). Отложения ДЗ 1–3 по общим видовым составам ископаемых диатомей отнесены к среднему-позднему миоцену, а отложения ДЗ 4 – к раннему плиоцену.

ГЛАВА 5. СИНТЕЗ

5.1. Общая схема корреляции кайнозойских стратонов Южного Байкала и Западного Забайкалья

Накопление кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала – на Танхойской тектонической ступени, в палеодолине Пра-Манзурки и в Селенгино-Витимском прогибе – рассматривается в рамках трех временных интервалов развития рельефа: 1) конца мела–палеогена, 2) миоцена–начала плиоцена и 3) плиоцена–квартера.

В конце мела-палеогене накопливались отложения Селенгино-Витимского прогиба. В это время на месте будущей Южно-Байкальской впадины размывался палеохребет, разделявший области осадконакопления Селенгино-Витимского и Предбайкальского предгорных прогибов. В эоцене и олигоцене Мишихинско-Клюевская палеодолина Танхойской тектонической ступени была частью области седиментации Селенгино-Витимского прогиба.

После структурной перестройки на рубеже олигоцена и миоцена, в миоцене–начале плиоцена, область седиментации Селенгино-Витимского прогиба сохранялась на Танхойской тектонической ступени и распространялась на Южный Байкал.

После структурной перестройки в начале плиоцена, в плиоцене–квартере, осадконакопление сосредоточилось в Байкальской системе впадин при поднятии окружающих их горных хребтов. Танхойская тектоническая ступень была отделена от Селенгино-Витимского прогиба высоким хребтом Хамар-Дабан. Образовалась впадина глубокого Байкала, сток которого на протяжении длительного времени осуществлялся через палеодолину Пра-Манзурки.

По представлениям Н.А. Логачева [Логачев, 1974, 2003], Байкальская рифтовая зона могла развиваться от Южно-Байкальской впадины, начиная с палеоцена. Такое предположение основывалось на вероятном залегании палеоценовых слоев ниже эоценолигоценовой части разреза, вскрытой скважиной в дельте р. Селенга на глубинах 2550–3100 м [Замараев, Самсонов, 1959]. В береговых обнажениях и скважинах Южного Байкала палеоценовых отложений до сих пор не известно, хотя пограничные слои мела– палеогена широко распространены на обоих флангах рифтовой зоны, в осевых частях Селенгино-Витимского и Предбайкальского прогибов [Логачев, 1964, 1974; Павлов и др., 1976; Рассказов и др., 2007; Чувашова, Хассан, Аль Хамуд и др., 2019].

На схеме общей корреляции кайнозойских стратонов (рис. 5.1) мохейская свита пограничных слоев мела-палеогена (кампан-маастрихт) надстраивается в осевой части

Селенгино-Витимского прогиба нижней и верхней подсвитами иренгинской свиты, соответственно, палеоцена-эоцена и среднего-верхнего эоцена. Эти стратоны залегают в разрезах со стратиграфическим несогласием. После общего кампан-маастрихтского запуска седиментации в Селенгино-Витимском прогибе в той или иной степени проявились структурные перестройки, в которых отразилась индивидуальность сначала – палеоцен-эоценового, а затем – средне-верхнезоценового стратонов [Рассказов и др., 2007; Чувашова, Хассан, Аль Хамуд и др., 2019].

В восточной части Танхойской тектонической ступени, в левом борту р. Мишиха, в 2.5 км от устья, скв. 9–Т был вскрыт безугольный разрез горизонтально-залегающих слоев миоценовых отложений: в интервале 133.0–90.5 м – слои разнозернистых песчаников; в интервале 90.5–18.5 м – слои аргиллитов и слюдистых глин. Характер этих слоев соответствует по фациальной специфике осиновской свите, распространенной в западной части Танхойской тектонической ступени. Между тем, на правобережье р. Мишиха наблюдались аллювиальные отложения с прослоями углей. Эти отложения относились к мишихинско-клюевскому типу разреза танхойской свиты, насыщенного угольными прослоями [Рассказов и др., 2014].

Нижнемиоценовые угленосные отложения нового Мишихинского разреза коррелируются с мишихинско-клюевскими разрезами правобережья р. Мишиха. Вышележащие отложения среднего-верхнего миоцена пачки 4 (южной расчистки), не содержащего углей, сопоставляются с безугольными слоями скв. 9–Т. Большая вскрытая мощность безугольных слоев (более 110 м) свидетельствует о существенном возрастании роли эрозионно-акумулятивных процессов в среднем-позднем миоцене.

Разрез Мишихинско-Клюевского аллювия в целом, от основания до кровли, коррелируется с разрезом отложений, вскрытых скважинами в дельте р. Селенга [Замараев, Самсонов, 1959] (рис. 5.1), в котором песчано-гравийные и песчаные аллювиальные пачки олигоцена-нижнего миоцена и среднего-верхнего миоцена чередовались с мощными алевритовыми (озерными и/или болотно-старичными) пачками эоцена-олигоцена, нижнего миоцена и плиоцена. Подобно слоям изученного Мишихинского разреза, слои Усть-Селенгинского разреза наклонены и с размывом перекрыты отложениями верхнего плиоцена-плейстоцена.

В работах [Пальшин, 1955; Логачев, 1972; Скобло и др., 1981; Рассказов и др., 2014] обращалось внимание на присутствие озерной фации отложений в разрезах Танхойского блока, в отличие от разрезов Мишихинско-Клюевской палеодолины, в которых увеличивалась роль речных фаций. Диатомеи, однако, в отложениях Танхойской тектонической ступени не распространены, хотя заметно развиты в отложениях палеоозер

суходольных Баргузинской, Тункинской долин и Витимского плоскогорья [Черемисинова, 1973; Рассказов и др., 2007; Hassan et al., 2019; Усольцева и др., 2019; Хассан и др., 2020; Usoltseva, Tsoy, 2010; Usoltseva et al., 2020].



Рис. 5.1. Схема корреляции кайнозойских стратонов Южного Байкала и Западного Забайкалья ([Рассказов и др., 2014] с изменениями). Стратиграфические перерывы

сопровождаются развитием кор выветривания: М – монтмориллонитовой, К – каолинитовой, Г – гидрослюдистой.

5.2. Осадконакопление на Танхойской тектонической ступени в эоцене–начале плиоцена как составляющей Селенгино-Витимского прогиба

Селенгино-Витимский прогиб оформился после общего денудационного срезания мезозойских орогенных сооружений территории Западного Забайкалья, выраженного длительным перерывом вулканизма и осадконакопления от альба до кампана. В этом возрастном интервале проблематично помещаются только отложения байгульской свиты Оловской впадины [Скобло и др., 2001]. Предшествующие перерыву отложения представлены верхней частью разреза стратотипической местности нижнемеловой гусиноозерской серии. Активизация тектонических процессов в кампане-маастрихте обозначилась отложениями переходных слоев мела и палеогена мохейской свиты без признаков вулканической деятельности, после которой в прогибе началось накопление отложений палеоцен-эоценовой иренгинской свиты, сопровождавшееся вулканизмом.

Отложения мохейской и иренгинской свит залегают в пределах позднемезозойских впадин, составляющих осевую Еравна-Ингурскую полосу Селенгино-Витимского прогиба северо-восточного простирания протяженностью около 250 км (впадины Еравнинская, Верхне и Нижнемохейские, Исингинская, Верхнеудинская, Холой-Романовская, Ендондинская, Политовская, Ингурская).

Олигоценовые отложения кулариктинской свиты распространились вдоль Еравна-Кулариктинской субмеридиональной полосы протяженностью 180 км. В Еравнинской впадине фрагментарно накопилась олигоценовая сосновоозерская толща, стратиграфический аналог кулариктинской свиты, свидетельствующий о частичной унаследованности олигоценовой седиментации от предшествующего развития Селенгино-Витимского прогиба. Переходный характер структурного развития территории подчеркивается проявлениями вулканизма кулариктинского времени в начале позднего олигоцена (около 29 млн лет назад) и в раннем миоцене (20–18 млн лет назад).

Единая структура Витимского плоскогорья оформилась на фоне глубокого расчленения территории Витимского вулканического поля на рубеже раннего и среднего миоцена. Около 16 млн лет назад проявился высоко–Мg магматизм Береинского центра на Витимском вулканическом поле. Эта вулканическая фаза отразила термальное воздействие порции горячего материала на основание литосферы [Чувашова и др., 2017].

Витимское вулканическое поле находится во внутренней части Витимского бассейна, представляющего собой гигантскую мульду, которая протянулась в северовосточном направлении на 1000 км. В контур Витимского бассейна попадает южная часть Удоканского вулканического поля, расчлененная речными долинами бассейна р. Калар. В районе нижнего течения р. Калар Ф.М. Ступаком отмечались молодые субвулканические тела. Если они действительно внедрялись в позднем кайнозое, Витимская морфоструктура приобретает промежуточный вулканический маркер между Витимским и Удоканским полями. Кроме того, в районе юго-западного замыкания Витимского бассейна расположено Верхнемохейское вулканическое поле, датированное плиоценом по находкам остракод в осадочных отложениях, подстилающих лавы. В целом Верхне-Мохейское, Витимское, Нижне-Каларское (?) и Удоканское вулканические проявления трассируют осевую часть морфоструктуры Витимского плоскогорья.

Погребенные палеодолины Витимского вулканического поля – Центральная (Амалатская), Северная (Хойготская), Южная (Аталангинская) и Витимская – составляют южное окончание Ципа-Муяканского сегмента Витимо–Удоканской зоны транстенсии, которое отчетливо подчеркивается южной границей развития малых неоген-четвертичных впадин (рис. 5.2).

В геодинамическом отношении переход от Селенгино-Витимского прогиба к морфоструктурам Селенгинского и Витимского водосборных бассейнов обозначал смену мел–палеогенового воздействия на литосферу первичной Западно-Забайкальской расплавной аномалии переходного слоя воздействием вторичных Витимской и Угей-Нурской расплавных аномалий верхней мантии в ходе развития процессов Японско-Байкальского геодинамического коридора [Чувашова и др., 2017].

По характеру осадочных комплексов Танхойская тектоническая ступень разделяется на западный (Осиновский), центральный (Танхойский) и восточный (Мишихинско-Клюевский) блоки [Рассказов и др., 2014]. В западном блоке залегает аллювиальный комплекс Осиновской палеодолины – осиновская и аносовская свиты миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена. В центральном блоке представлены отложения танхойской болотно-старичной фации – танхойская свита миоцена–нижнего плиоцена. В восточном блоке преобладают аллювиальные отложения Мишихинско-Клюевской палеодолины.



Рис. 5.2. Схемы распределения крупных позднекайнозойских впадин и вулканических полей Байкальской рифтовой системы на Витимском плоскогорье и в его северном горном обрамлении (*a*), осадочных отложений и вулканических пород Селенгино-Витимского прогиба в конце мела–раннем миоцене (*б*) и осадочных отложений и вулканических пород на той же территории, вошедшей в состав Витимского плоскогорья в среднем миоцене–квартере (*в*) [Чувашова, Хассан, Аль Хамуд и др., 2019].

134

Эоценовый аллювий в основании разреза Мишихинско-Клюевской палеодолины вместе с отложениями олигоцена относится к мишихинской толще. Вышележащая миоцен–нижнеплиоценовая часть разреза соответствует по возрасту танхойской свите.

Ярко-синяя окраска верхнеолигоценовых глин предполагает размыв пород источника особого состава и/или особые условия седиментации. Таким источником могли служить милониты Южно-Байкальского фрагмента шовной зоны Сибирского кратона. Своеобразная окраска глин находит объяснение в идентификации отложений этого типа в нижней части разреза Танхойской ступени как продуктов размыва Южно-Байкальского палеохребта (см. рис. 0.1), существовавшего на месте Южно-Байкальской впадины. Охристые полифациальные отложения и синие глины нижней части Мишихинского разреза вместе с одновозрастными отложениями дельты р. Селенги относяться к дотанхойскому (эоцен–олигоценовому) осадочному комплексу Селенгино-Витимского прогиба (рис. 5.3 *a*).

В свете такой трактовки происхождения нижних слоев (мишихинской толщи) опускание фундамента Южно-Байкальской котловины нужно связывать с накоплением миоценовых и более молодых толщ. В Мишихинском разрезе Танхойской тектонической ступени нижнемиоценовые осадочные отложения с размывом ложились на мишихинскую толщу (рис. 5.3 δ) и обозначали наиболее нижний стратон, формировавшийся непосредственно во впадине.

Хорошо промытые от глин обломочные отложения нижней части осиновской свиты свидетельствуют о глубоком размыве пород фундамента. Более позднее распространение синих и коричневых глин в верхнемиоценой части свиты отражает поступление в осадок развитых продуктов выветривания. В качестве варианта объяснения этой особенности верхнемиоценовых отложений предполагается размыв накопившихся прежде отложений эоцена–нижнего миоцена (рис. 5.3 *в*).

В целом Танхойская тектоническая ступень сначала занимала промежуточное положение между Южно-Байкальским палеохребтом и предгорным Селенгино-Витимским прогибом. На тектонической ступени накапливался древний (мишихинский) аллювий, фиксированный синими глинами позднеолигоценового размыва шовной зоны милонитов, обнажившихся на Южно-Байкальском палеохребте. Позже Танхойская тектоническая ступень занимала промежуточное положение между формировавшимся хр. Хамар-Дабан и Южно-Байкальской впадиной. На тектонической ступени накапливался более молодой (осиновский) аллювий, также запечатленный синими и коричневыми глинами, но явившимися результатом позднемиоценового сноса материала с поднятия Хамар-Дабана (возможно, отложившегося прежде осадочного материала).

135



Рис. 5.3. Схема накопления разновозрастных осадочных стратонов на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала [Аль Хамуд и др., 2019]. Реконструкции основаны на данных, полученных в южной расчистке Мишихинского опорного разреза (рис. 4.3), и общих корреляциях осадочных отложений по латерали Южного Байкала.

5.3. Переход от раннего Байкальского этапа осадконакопления к позднему Байкальскому этапу на флангах Южно-Байкальской впадины

Антецедентный прорыв р. Селенга образовался между воздымающимися хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы в конце плиоцена–начале плейстоцена [Логачев, 1974]. Верхнеплиоценовый–плейстоценовый аллювий р. Селенга трансгрессивно перекрыл эоцен-плиоценовую толщу, полого наклоненную к северо-западу. Такое же перекрытие и структурно-стратиграфическое несогласие плейстоценовой пачки с подстилающей наклоненной эоцен-плиоценовой толщей, наблюдаются в северной расчистке Мишихинского разреза (см. рис. 4.15). Между тем, из анализа соотношений толщ западной и восточной частей расчистки следует, что отложения Мишихинско-Клюевского блока Танхойской тектонической ступени накапливались в единой последовательности с эоцена до начала плиоцена. Затем последовательность была нарушена тектоническими движениями, которые и привели к общей перестройке рельефа Южного Байкала. Эта перестройка сыграла более существенную роль, чем перестройка конца плиоцена-начала плейстоцена.

Общая структурная перестройка в Байкальской рифтовой зоне предполагалась исходя из смены в разрезах ее осевых впадин тонкообломочных осадочных отложений угленосной танхойской свиты грубообломочными отложениями охристой аносовской Накопление отложений танхойской свиты связывалось с медленными свиты. раннеорогеными (добайкальскими) неотектоническими движениями, а аносовской свиты - с быстрыми позднеорогенными (новобайкальскими) движениями [Логачев, 1974]. В Мишихинском и Усть-Селенгинском разрезах переход от раннеорогенного этапа к позднеорогенному обозначился в резком структурном несогласии перекрывающих плиоцен-четвертичных толщ с нижележащими наклоненными эоценнижнеплиоценовыми толщами [Замараев, Самсонов, 1959].

Обращает на себя внимание различный характер деформаций осадочных слоев Танхойского и Мишихинско-Клюевского блоков. В Танхойском блоке слои наклонены под углом 20–45° преимущественно с юга на север, от Хамар-Дабана к Байкалу. Такое падение выдерживается по всему блоку от пос. Танхой до долин рек Малая и Большая Язовка. Восточнее, в долине р. Мишиха, происходит заметный разворот падения слоев. В междуречье Мишиха–Болваниха, на территории от Байкала до склона Хамар-Дабана, слои падают к востоку под углом 5–20° [Рассказов и др., 2014]. Таким же падением характеризуются слои изученной северной расчистки Мишихинского опорного разреза.

Восточное падение аллювиальных слоев эоцена – начала плиоцена в Мишихинском опорном разрезе согласуется с таким же падением слоев в других частях Мишихинско-Клюевского блока и отличается от преимущественно северного падения слоев Танхойского блока. Мишихинский опорный разрез расположен вблизи границы Танхойского блока. Нормальное залегание слоев в западной части северной расчистки характеризует общее залегание осадочной толщи в Мишихинско-Клюевском блоке, тогда как опрокинутое залегание слоев эоцена–начала плиоцена в восточной части этой расчистки явилось следствием пограничных движений между Мишихинско-Клюевским и Танхойским блоками. Для объяснения опрокинутого залегания слоев предлагается сценарий деформаций, включающий эндогенную и экзогенную составляющие (рис. 5.4).



Рис. 5.4. Схематичная реконструкция последовательности событий, реализовавшихся в опрокинутом залегании слоев [Аль Хамуд и др., 2021]. События: *а* – экзогенные, седиментационные; *б*–*в* – эндогенные, тектонические; *г*–*д* – экзогенные. На стадиях *г*–*д* рельеф преобразуется в борту тектонического озера.

После накопления осадочной толщи эоцена-начала плиоцена в спокойных тектонических условиях (панель *a*) в плиоцене активизируются сдвиговые смещения по субширотному разлому, сопровождающиеся образованием лежачей складки второго порядка, в верхнем крыле которой древние слои находятся выше молодых слоев (панель *б*). В результате более позднего перекоса блока (панель *в*) реализуются оползневые движения опрокинутых эоцен-нижнеплиоценовых слоев до параллельного совмещения с более жесткой подложкой эоцен-верхнеолигоценовых слоев (панель *г*). Сочетание толщ с

нормальным и опрокинутым залеганием экспонируется в эрозионном рельефе современного водораздела Мишиха–Балваниха (панель *д*).

На рис. 5.5 показаны представительные сейсмические профили 4 и 17 [Levi et al., 19971 Южно-Байкальской осадочного наполнения впадины, пространственно соответствующие Осиновской и Мишихинско-Клюевской палеодолинам южного побережья Байкала. На профиле 4 отчетливо разделяются две толщи донных отложений: нижняя, складчатая и верхняя, горизонтально-слоистая. Верхняя толща смещена к северному борту впадины. У южного борта горизонтальная слоистость отсутствует, и поверхность дна несколько поднимается. Такое строение профиля, закономерно отражающее асимметрию впадины байкальского типа [Флоренсов, 1960], предполагает интенсивное поступление осадочного материала в озеро преимущественно с южного борта впадины. Ритмично-слоистый материал, представлен в низах разреза донных отложений и в северной, и в южной частях озера.

В верхах разреза донных отложений южной части впадины слоистость становится неотчетливой, что свидетельствует о латеральной смене ритмичных осадков неслоистым материалом авандельты Осиновской палеодолины. После складчатых деформаций такой же неслоистый материал продолжал накапливаться в южной части впадины одновременно с накоплением глубоководных осадков в ее северной части.

В отличие от профиля 4, на профиле 17 горизонтально-слоистые отложения слабо индивидуализированы только в самой верхней части разреза. Дно озера деформировано разломами с вертикальным смещением. Борта впадины симметричны. Слабая слоистость просматривается только вблизи северо-западного берега. Здесь, в районе Посольской Банки, была пройдена скважина BDP-99 [Иванов, 2018]. В составе донных осадков остальной части профиля 17 преобладает несортированный материал, вероятно, производный авандельты Мишихинско-Клюевской палеодолины. Донные отложения в этой глубокой части Байкала скважинами не вскрывались.





Рис. 5.5. Представительные сейсмические профили 4 (*a*) и 17 (б) осадочного наполнения Южно-Байкальской впадины [Levi et al., 1997]. Местоположение профилей показано на врезке *в*. На южном берегу Байкала профилям 4 и 17 пространственно соответствует распространение аллювиальных отложений Осиновской (ОС) и Мишихинско-Клюевской (МК) палеодолин, разделенных Танхойским блоком (TH) с болотно-старичными отложениями. Стратоны разреза отложений Мишихинско-Клюевской палеодолины и Танхойского блока коррелируются со стратонами разреза, вскрытого скважинами в дельте р. Селенга (ДС).

5.4. Поздний Байкальский этап осадконакопления на флангах Южно-Байкальской впадины – образование глубокого Байкала

Аносовская (охристая, шанхаихинская) свита слагает на южном побережье Байкала террасовидные увалы. Отложения аносовской свиты расчленяются по палинокомплексам (ПК). Песчано-галечные охристые отложения верхней части Боярского разреза датированы плиоценом, а в разрезах ст. Мысовая и р. Мал. Дулан – верхним плиоценом [Логачев, 1974; Иметхенов, 1987].

Плиоценовые ПК были изучены в отложениях верхней части боярского разреза, в верхних слоях клюевского разреза (р. Клюевка) и других опорных разрезах аносовской свиты. ПК раннего плиоцена выделены из аллювиально-озерных отложений в основании разреза р. Клюевка. Во всех палинокомплексах доминирует и субдоминирует пыльца *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Betula* sp., *Pinus* subgen. *Haploxylon, Alnus* sp. В сопутствующих – пыльца теплоумеренных широколиственных Corylus sp., Juglans sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Ilex* sp. и многочисленная пыльца травянистых лугово-степных ассоциаций – *Poaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Cyperaceae, Rosaceae, Artemisia* sp., *Polygonaceae*. В спорах – *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., пыльцы субтропических не отмечено [Белова, 1985; Иметхенов, 1987].

ПК середины плиоцена изучены в озерно-аллювиальных отложениях рек Дулиха и Осиновка-Кедровая. В них доминирует пыльца Artemisia, субдоминирует Betula sect. Castanea, Ulmus sp., Pinus sylvestris L., в сопутствующих находится Ephedra sp., Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Fagaceae, Quercus sp., Ilex sp. [Мац, 1985; Мац и др., 2001].

Палинокомплексы позднего плиоцена изучены В.А. Беловой [Белова, 1985] по тем же разрезам рек Дулиха, Осиновка-Кедровая и др. из верхней части свиты. По р. Шанхаиха из супесей среди дельтовых галечников выделены ПК, в которых доминирует *Artemisia* sp., субдоминирует пыльца *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, иногда *Ulmus* sp. Сопутствует пыльца *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Juglans* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp.

Шанхаихинская свита в обнажениях рек Аносовка, Дулиха, Осиновка-Кедровая сложена валунно-галечными, песчано-галечными отложениями, песками (в верхней части разреза) и глинисто-песчаными отложениями. В разрезах ассоциируются аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные, реже прибрежно-озерные литофации, сформированные в прибрежной зоне палео-Байкала. Окраска отложений от белесо-

охристой до интенсивно охристой. Мощность отложений в стратотипе – 100 м, в опорных разрезах (фрагментах) – 25–60 м. В составе отложений шанхаихинской свиты широко распространены минералы группы слюд. Для них характерна альмандин-биотитсиллиманитовая терригенно-минеральная ассоциация.

В стратотипическом разрезе на междуречье Шанхаиха-Хара-Мурин в нижней части обнажения в линзовидном слое обохренных песков с примазками глины обнаружены зубы и обломки костей грызунов, принадлежащих мелким млекопитающим. Остатки костей подобных млекопитающих изучены и из более высоких слоев свиты. Костные остатки датированы поздним плиоценом и эоплейстоценом (средний и верхний виллафранк). Отложения свиты охарактеризованы также палиноспектрами И диатомовыми водорослями. С учетом всех биостратиграфических данных аносовская (шанхаихинская) свита датируется плиоценом-началом эоплейстоцена. Подстилающие верхнемиоценовые отложения синих и коричневых глин в изученном Аносовском опорном разрезе представляют собой самостоятельный стратиграфический горизонт, маркирующий переход от танхойской (осиновской) свиты к аносовской.

В Мишихинском разрезе охристые отложения аносовской свиты отсутствуют и в южной, и в северной расчистках. Очевидно, что в позднем плиоцене и эоплейстоцене здесь имел место транзитный вынос обломочного материала с хр. Хамар-Дабан в Южно-Байкальскую впадину. Отложения этого возраста, тем не менее, фрагментарно встречаются в других частях Танхойской тектонической ступени.

Начало седиментации последовательно смещалось вдоль тектонической ступени с востока на запад. Наиболее ранний эоценовый аллювий накапливался в Мишихинско-Клюевском блоке. Позднеолигоценовые синие глины ложились в основание осадочной толщи в Танхойском блоке, и, наконец, миоценовый осиновский аллювий распространялся в Осиновском блоке.

Широкое распространение отложений аносовской свиты верхнего плиоцена– нижнего плейстоцена в Осиновском блоке свидетельствует о контрастных соотношениях между Мишихинско-Клюевским, Танхойским блоками, с одной стороны, и Осиновским блоком, с другой. Эти соотношения сложились в процессе тектонической эволюции Танхойской ступени к плиоцену–раннему плейстоцену.

Плейстоценовые валунные галечники, часто не сортированные, широко представлены в разных частях Танхойской тектонической ступени в виде покрова мощностью от первых до десятков метров. Покров образовался грязекаменными потоками, спускавшимися с хр. Хамар-Дабан. Плейстоценовые отложения песчаной свиты проявлены только в основании грубообломочного четвертичного покрова Танхойской тектонической ступени. Было отмечено залегание подобных песчаных отложений, ниже границы Матуяма–Брюнес, на дне глубокого (около 1 км) Южного Байкала под маломощным (3–6 м) слоем глубоководных илов. Сделан вывод об интенсивном погружении дна Байкала в конце эоплейстоцена [Голдырев и др., 1975; Мац и др., 1975].

С решением вопроса о времени и характере углубления Байкала связано время существования стока из оз. Байкал в р. Лену через палеодолину Пра-Манзурки. Аллювиальные отложения единого геоморфологического уровня палеололины Пра-Манзурки охватывают временной диапазон стока из оз. Байкал в Лену от раннего плиоцена до начала неоплейстоцена. Этот вывод придает особый смысл сильным раннеплиоценовым деформациям, обнаруженным в разрезе осадочных отложений Мишихинско-Клюевской палеодолины, в которой отложения последовательно накапливались с эоцена до раннего плиоцена. Деформации, реализовавшиеся в опрокинутом залегании слоев Мишихинского разреза, произошли в переломную фазу развития Южно-Байкальской впадины.

С аносовской свитой Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала коррелируется аллювий палеодолины Пра-Манзурки его северо-западного побережья. На обеих территориях аносовское время обозначилось преобладанием отложений аллювиальных фаций.

Во время накопления манзурского аллювия растительность явно отличалась от термофильной растительности времени формирования баяндайской свиты [Логачев и др., 1964; Белова, 1985]. Состав растительности указывает на умеренные климатические условия. В манзурском аллювии по литологическим и палинологическим данным [Трофимов и др., 1995] выделены разновозрастные горизонты: нижне-среднеплиоценовый $(N_2^1-N_2^2)$ бугульдейский и более молодые верхнеплиоценовые (N_2^3) – ангинский, харбатовский, подтокский. Позднеплейстоценовый горизонт выделялся в работе [Трофимов и др., 1995] по некорректным TL-датировкам и не может рассматриваться в качестве валидного стратона. Сток из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурки продолжался в течение всего плиоцена, возможно, до приморской тектонической фазы, которая датируется началом неоплейстоцена [Кононов, Мац, 1986; Рассказов и др., 1996].

Изученный разрез Косая Степь-З характеризует нижний (бугульдейский) горизонт палеодолины. В смене грубообломочных аллювиальных фаций тонкими озерными и вновь грубообломочными аллювиальными отложениями этого разреза отразилось две эрозионно-аккумулятивные фазы. По смене литогеохимических характеристик озерных отложений 3-метровой линзы на фоне консервативной раннеплиоценовой эволюции лесной растительности территории, выявлены признаки вариаций тепла и холода. С учетом малой мощности вскрытой озерной линзы предполагается существование короткого эпизода похолодания около 4 млн лет назад [Рассказов, Аль Хамуд и др., 2022].

5.5. Сравнительный анализ литогеохимических характеристик осадочных отложений по латерали Южного Байкала

По результатам, полученным по проекту Байкал-бурение в 1990-х годах, донные отложения Байкала не ассоциируются с глубоководными морскими отложениями. Керн скважин содержит информацию о перемежающихся алевритово-пелитовых слоях, местами с растительным детритом, с переходами к пескам, гравелитам и галечникам [Antipin et al., 2001; Кашик, Ломоносова, 2006; Иванов, 2018]. Отложения в целом подобны породам, вскрытым 12-метровыми донными трубками в 1970-х годах в разных частях Байкала [Голдырев и др., 1975; Мац и др., 1975].

В наиболее глубокой (600-метровой) скважине BDP-98 для пород нижней (верхнемиоценовой-плиоценовой) части разреза были определены значения CIA в интервале 85–90 с относительным снижением этого показателя около 3.6 млн лет назад (глубина керна 200–250 м), начиная, приблизительно, с 3 млн лет назад (глубина керна около 150 м), с выходом на прежние значения и дальнейшее снижение до 72 (расчет по массовым долям петрогенных оксидов) [Кашик, Ломоносова, 2006]. В более поздней работе [Иванов, 2018] детально исследовался керн пород этой же скважины последних 4 млн лет. Делался акцент на понижение CIA от интервала 76–80 к интервалу 70–74 (расчет по молекулярным количествам оксидов) на временном отрезке 3.3–2.3 млн лет назад. Это понижение совпало с эпизодом похолодания 2.82–2.48 млн лет назад на рубеже палеомагнитных хрон Гаусс и Матуяма [Карабанов и др., 2000].

Интервал CIA=69–74, обозначенный в разрезе Косая Степь-3 серыми глинами, соответствует интервалу снизившихся значений этого параметра в керне скважины BDP-98. Такими же значениями CIA характеризуются отложения интервалов 4 и 5 пачки 3 разреза Косая Степь-3 (рис. 5.6). Между тем, материал нижней части пачки 3 имеет меньшие значения этого параметра и, следовательно, соответствует меньшей степени изменения. Следуя логике зависимости CIA от палеоклиматических условий осадконакопления [Кашик, Ломоносова, 2006; Иванов, 2018], нужно допускать накопление осадков в условиях похолодания, произошедшего на общем фоне теплой палеоклиматической обстановки раннего плиоцена. По корреляциям с фаунистическиохарактеризованными разрезами Монголии для бугульдейского горизонта ранее был принят возраст не моложе 4 млн лет [Трофимов и др., 1995].


Рис. 5.6. Изменение химического индекса выветривания (СІА) в разрезах: *a* – скважины BDP-98 донных отложений Академического хребта [Кашик, Ломоносова, 2006]; *б* – в верхней части скважины BDP-98 [Иванов, 2018] и *в* – пачки 3 Косая Степь-3 (рис. 4.45 настоящей работы). Серая горизонтальная полоса на диаграмме *б* обозначает эпизод похолодания 2.82–2.48 млн лет назад [Карабанов и др., 2000]. Вертикальная розовая полоса ограничивает интервал СІА = 69–74, характерный для отложений квартера в скв. BDP-98, проявленный также в серых глинах и озерных отложениях верхней части пачки 3.

Значения CIA рассчитывались по молекулярным количествам [Nesbitt, Young, 1982]. Некоторое завышение значений CIA на диаграмме *а* может быть связано с расчетом этого показателя, выполненным в работе [Кашик, Ломоносова, 2006] по массовым долям петрогенных оксидов. Нужно иметь ввиду также разные возрастные схемы отложений разреза BDP-98, принятые в цитируемых работах.

Придавая палеоклиматическое значение отложениям озерной пачки 3 разреза Косая Степь-3, мы отмечаем термофильный характер палинофлоры из отложений всего ее сечения, хотя литогеохимические показатели нижней части этой пачки соответствуют осадконакоплению в прохладных климатических условиях, литогеохимические показатели ее верхней части – осадконакоплению в более теплых условиях. В ее верхней части, кроме повышения CIA, повышены значения гидролизатного модуля (ГМ) и отношений CaO/Na₂O, K₂O/Na₂O, понижены значения щелочного модуля (HKM). Наблюдается увеличение диапазонов изменений этих параметров. Меняются и другие литогеохимические показатели, рассмотрение которых не рассматриваются.

Примечательно, что отложения всего разреза Косая Степь-3 характеризуются высокой степенью окисленности железа (Fe₂O₃/FeO>5). Такая окисленность характерна для отложений аносовской свиты впадин байкальского типа. В отложениях танхойской свиты Баргузинской и Тункинской долин значения отношения Fe₂O₃/FeO обычно ниже и не превышают 3 [Рассказов и др., 2016; Хассан и др., 2020].

С учетом смены толщ, формировавшихся до и после главной структурной перестройки Южно-Байкальской впадины, по ее латерали сопоставляются геохимические характеристики осадочных отложений эоцена-миоцена и плиоцена-квартера. Пограничные верхнемиоценовые-нижнеплиоценовые слои, сопровождавшие перестройку, сравниваются с предшествующими и последующими отложениями [Аль Хамуд и др., 2022].

Танхойской тектонической Эоцен-миоценовые отложения ступени имеют максимальные значения CIA при низком содержании SiO₂ в породах, обогащенных органическим материалом, и дают относительное снижение CIA с возрастанием SiO₂, свидетельствующем об увеличении роли терригенных минералов (кварца, полевых шпатов). На высоко-Si окончании тренда находятся фигуративные точки миоценовых отложений южной расчистки Мишихинского разреза. На этот же тренд попадают фигуративные поля верхнемиоценовых И вышележащих плиоцен-четвертичных как отложений Аносовского разреза, тогда между фигуративными полями верхнемиоценовых плиоцен-четвертичных отложений Аносовского И разреза

распределяются фигуративные точки четвертичных отложений перекрывающей толщи Мишихинского разреза (рис. 5.7 *а*). Высокие значения СІА (80–90) соответствуют сильным вторичным изменениям угленосных олигоценовых и миоценовых отложений северной расчистки (в условиях климатического оптимума), а низкие значения СІА (50–70) – слабым вторичным изменениям олигоценовых отложений южной расчистки и плиоцен-четвертичного осадочного материала (в условиях климатического пессимума).

Подобный тренд снижения CIA с возрастанием SiO₂ имеют олигоцен-миоценовые отложения Витимского плоскогорья. На высоко-Si окончании витимского тренда находятся фигуративные точки олигоценовых отложений. Фигуративное поле отложений верхнего миоцена-плиоцена смещено относительно фигуративного поля олигоценовых отложений с понижением CIA и SiO₂. По низким значениям CIA определяются слабые вторичные изменения олигоценового и верхнемиоценового-плиоценового осадочного материала.

Соотношение CIA – K₂O в осадочных отложениях Танхойской тектонической ступени в целом подобно соотношению CIA – SiO₂. Между тем, на диаграмме CIA – K₂O миоценовые осадочные отложения Витимского плоскогорья отчетливо разделяются на низко-К, умеренно-К и высоко-К серии. При высоком значении CIA витимские миоценовые низко-К породы (K₂O<2 мас. %) имеют более низкое содержание K₂O, чем одновозрастные породы Танхойской ступени, тогда как при низком значении CIA витимские миоценовые и олигоценовые высоко-К породы (K₂O=4.3–5.8 мас. %) имеют более высокое содержание K₂O, чем породы Танхойской ступени. Кроме высоко-К серии, на Витимском плоскогорье имеется K–Na группа олигоценовых и миоценовых пород с более низким содержание K₂O, чем в породах Танхойской ступени (рис. 5.7 ϵ).



Рис. 5.7. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах CIA – SiO₂ (a, δ) и CIA – K₂O (b, c) [Аль Хамуд и др., 2022].. Бледно-желтая область на диаграммах a и b (эоцен-миоценовые отложения) соответствуют областям такого же цвета на диаграммах δ и c (верхнемиоценовые-четвертичные отложения).

В плиоцен-четвертичных отложениях долины Пра-Манзурки различаются алевриты проточного озера (пачка 3 разреза Косая Степь-3), которые образуют тренд снижения СІА с возрастанием SiO₂, соединяющийся с трендом песков и песчаного наполнителя галечников (другие пачки отложений этого разреза), которые дают тренд субпараллельный оси абсцисс. Тренд грубообломочного материала манзурского аллювия продолжается в область пониженного содержания SiO₂ фигуративным полем

148

верхнемиоценового-плиоценового осадочного материала Витимского плоскогрья (рис. 5.7 *δ*). Породы верхнего миоцена-квартера относятся к умеренно-К серии, за исключением пород верхней толщи Аносовского разреза, принадлежащих к низко-К серии (рис. 5.7 *г*).

Диаграммы рис. 5.8–5.9 показывают соотношение в отложениях оксида K₂O с оксидом Na₂O и микроэлементами Rb и Ba (эти элементы изоморфно замещают калий в кристаллической решетке минералов), а также с отношениями Ba/Rb и Ba/Sr. Определяется узкий диапазон химических компонентов в эоцен-миоценовых отложениях на Танхойской тектонической ступени и их существенные возрастные вариации в олигоцен-миоценовых отложениях на Витимском плоскогорье. В осадочных отложениях всего возрастного диапазона на Танхойской ступени К₂O преобладает над Na₂O, концентрация Rb сравнительно низкая (60–140 мкг/г), а Ba – высокая (600–1000 мкг/г) при отношении Ba/Rb 6–20 и отношении Ba/Sr 2–5.

В олигоценовых отложениях Витимского плоскогорья калиевой (K₂O/Na₂O=2–6) и калинатровой (K₂O/Na₂O=0.2–0.8) групп определены близкие концентрации Rb (340–440 мкг/г) и Ba (210–320 мкг/г) с общим узким диапазоном отношения Ba/Rb (0.55–0.83). Отношение Ba/Sr в обеих группах отложений также находится в узком интервале (2.0–2.9). Меняются соотношения калия с рубидием и барием. В калиевой группе отношение K/Rb находится в интервале 100–120 и в натровой группе снижается до интервала 25–75. В калиевой группе отношение K/Ba находится в интервале 170–200 и в натровой группе снижается до интервала 40–80.

На разных вариационных диаграммах миоценовые отложения Витимского плоскогорья группируются в низко-, умеренно- и высоко-К серии. На диаграмме Na₂O – K₂O (рис. 5.8 *a*) витимский олигоцен-миоценовый тренд направлен от калиевой серии к началу координат с понижением содержаний обоих оксидов. Умеренно-К серия витимских пород обозначает поперечный тренд, направленный к группе олигоценовых K-Na пород. На диаграмме Rb – K₂O (рис. 5.8 *в*) наблюдаются широкие вариации калия и рубидия миоценовых пород с предельным ограничением отношения K/Rb 120, характеризующим калиевую группу олигоценовых отложений. Высоко-К серия миоценовых пород имеет в основном низкое отношение Ba/Rb (менее 1), сопоставимое с высоко-К серией олигоценовых пород. В умеренно-К серия представлена исключительно породами с повышенным отношением Ba/Rb (более 1) (рис. 5.9 *a*).

В отложениях верхнего миоцена-плиоцена Витимского плоскогорья определены промежуточные содержания Na₂O и K₂O при отношении этих оксидов, близком к 1. Концентрации Rb и Ba, однако, в этих отложениях резко снижаются. С понижением

149

содержания K₂O наблюдаются узкие тренды относительного снижения Rb от 70 до 62 мкг/г и Ba от 4.3 до 1.9 мкг/г (рис. 5.7 *в, г, д, е*). Одновременно снижаются отношения Ba/Rb и Ba/Sr (рис. 5.8 *a, б, в, г*). Индивидуальность трендов с отчетливой корреляцией калия с рубидием и барием свидетельствует о весьма резкой верхнемиоценовой-плиоценовой смене источника материала витимских осадочных отложений.

В Аносовском разрезе Танхойской ступени верхнемиоценовых пород отложения имеют сопоставимые содержания K_2O и Na_2O с относительным обеднением K_2O плиоценчетвертичных пород. В плиоценчетвертичных песках и песчаном наполнителе галечников долины Пра-Манзурки содержание K_2O , наоборот, возрастает. В алевритах проточного озера (пачка 3 разреза Косая Степь-3) наблюдается тренд, параллельный оси ординат, переходящий при повышенном содержании Na_2O в тренд относительного возрастания содержаний обоих оксидов при $K_2O/Na_2O\approx1$. На продолжении последнего тренда располагается строй фигуративных точек четвертичных покровных отложений Мишихинского разреза (рис. 5.8 δ). Отличие четвертичных отложений Мишихинского разреза от одновозрастных отложений Аносовского разреза при сходстве с отложениями долины Пра-Манзурки наблюдается также по повышенной концентрации Rb и пониженному Ва/Sr отношению при сходном высоком содержании K_2O (рис. 5.8 ϵ , 5.9 ϵ).

Здесь важно подчеркнуть, что при общности геохимических характеристик эоценмиоценовых пород Танхойской тектонической ступени, в отличие от последовательной смены геохимических характеристик олигоцен-миоценовых пород Витимского плоскогорья, геохимические тренды плиоцен-четвертичных отложений в Осиновской (Аносовский разрез) и Мишихинско-Клюевской (Мишихинский разрез) палеодолинах разделялись при сходстве последних с трендом отложений в палеодолине Пра-Манзурки.

Сквозная геохимическая общность отложений свидетельствует о тектоническом контроле области, из которой поступал обломочный материал на Танхойский тектонический блок. С эоцена до рубежа миоцена-плиоцена материал Осиновской и Мишихинско-Клюевской палеодолин оставался одним и тем же, несмотря на тектонические движения окружающей территории. И наоборот, последовательная смена геохимических характеристик олигоцен-миоценовых отложений отражала пространственную нестабильность поступления обломочного материала на Витимское плоскогорье, вызванную развитием речной сети в связи с палеогеографическими изменениями окружающих территории [Аль Хамуд и др., 2022].



Рис. 5.8. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах Na₂O – K₂O, Rb – K₂O и Ba – K₂O (*a, в, д*) [Аль Хамуд и др., 2022]. Усл. обозн. см. рис. 5.7.



Рис. 5.9. Сопоставление разновозрастных осадочных отложений по латерали Южного Байкала на диаграммах Ba/Rb – K₂O и Ba/Sr – K₂O (*a*, *b*) [Аль Хамуд и др., 2022]. Усл. обозн. см. рис. 5.7.

Разделение трендов плиоцен-четвертичных Осиновской отложений в И Мишихинско-Клюевской палеодолинах находит объяснение в связи с проявлением общей тенденции разрушения слоев юрского и нижнемелового обломочного материала на возвышенностях с его переотложением в неоген-четвертичные впадины. Материал юрских конгломератов байкальской свиты, частично сохранившийся в верховьях Пра-Манзурки, в районе с. Бол. Голоустного, был дезинтегрирован на поднятии Приморского хребта северо-западного побережья Байкала и спроецирован в палеодолину Пра-Манзурки [Логачев и др., 1964]. Сходный с пра-манзурским состав четвертичных отложений из указывает на их подобное происхождение Мишихинского разреза за счет дезинтегрирования и переотложения верхнеюрских-нижнемеловых пород с поднятия хр. Хамар-Дабан на южном побережье Байкала (рис. 5.10). Состав одновозрастных отложений из Аносовского разреза в западной части Танхойской ступени, отличающийся от состава одновозрастных мишихинских отложений и сходный с составом более ранних (миоценовых) отложений Осиновской палеодолины, подчеркивает расположение их

152

источника за пределами юрско-меловых аккумулятивных тектонических структур [Аль Хамуд и др., 2022].



Рис. 5.10. Схема пространственных соотношений долины Пра-Манзурки с поднятой в четвертичное время территорией размыва юрских отложений Иркутского угленосного бассейна на северо-западном побережье Байкала и Танхойской тектонической ступени с поднятой территорией размыва верхнеюрских отложений галгатайской свиты и нижнемеловых отложений сотниковской свиты Джида-Витимской зоны разломов на южном побережье Байкала [Аль Хамуд и др., 2022]. Схема составлена с использованием материалов [Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Павлов и др., 1976; Скобло и др., 2001].

В выполненных корреляциях эоценовые и олигоценовые стратоны нижней части опорного Мишихинского разреза рассматриваются в качестве стратиграфических аналогов иренгинской и кулариктинской свит Селенгино-Витимского прогиба, маркирующих вместе с ними эту структуру. В мелу и палеогене Селенгино-Витимский прогиб был отделен от Предбайкальского прогиба Южно-Байкальским палеохребтом, на котором обнажались и размывались милониты шовной зоны Сибирского кратона с отложением синих глин на Танхойской тектонической ступени.

Отложения Мишихинского разреза характеризуются в основном аллювиальной фацией, которая преобладала в Мишихинско-Клюевской палеодолине восточного окончания Танхойской тектонической ступени. Стратоны Мишихинского разреза коррелируются со стратонами, вскрытыми скважинами в дельте р. Селенги центральной части Южно-Байкальской впадины [Замараев, Самсонов, 1959]. В Танхойском блоке центральной части Танхойской тектонической ступени накопилась мощная нижнемиоценовая толща болотно-старичной фации. В Осиновской палеодолине ее западной части отложения, связанные с развитием Селенгино-Витимского прогиба не известны. Здесь накопились неоген-четвертичные отложениия озерной и аллювиальной фаций, связанные с развитием Южно-Байкальской впадины.

Характер ее развития определяется при сравнительном изучении разрезов осадочных отложений Мишихинско-Клюевской палеодолины Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала и палеодолины Пра-Манзурки его северо-западного побережья. На южной стороне Байкала получили продолжительное развитие однотипные тектонические деформации вплоть до начала плиоцена, на его северо-западной стороне в начале плиоцена образовался сток из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурки, продолжавшийся в течение всего плиоцена, возможно, до приморской тектонической фазы, датируемой началом неоплейстоцена [Кононов, Мац, 1986; Рассказов и др., 1996]. Структурное несогласие в северной расчистке Мишихинского разреза между мишихинской толщей эоцена–олигоцена и мишихинско-танхойской толщей эоцена– начала плиоцена служит показателем главной перестройки рельефа, которая привела к образованию глубокого Байкала.

В качестве наиболее показательной элементной характеристики источников осадочного материала использованы вариации Rb. В олигоцен-миоценовых отложениях Западного Забайкалья выявлено последовательное контрастное снижение концентрации этого элемента (от 340–440 до 60 мкг/г), возрастание Ba/Rb отношения от значений <1 к значениям >1 и резкое снижении до значений <0.1 в верхнемиоценовых-плиоценовых отложениях. В эоцен-миоценовых отложениях всей Танхойской ступени определен общий диапазон Rb 70–150 мкг/г и повышенное Ba/Rb отношение (7–10). Из результатов сопоставления литогеохимических характеристик осадочных отложений по латерали Южного Байкала сделан вывод о длительном (эоцен-миоценовом) поступлении аллювия в (Мишихинско-Клюевскую) восточную И западную (Осиновскую) палеодолины Танхойской тектонической ступени из общего источника, в отличие от менявшегося с течением времени поступления олигоцен-миоценового обломочного материала на Витимское плоскогорье. Состав танхойского осадочного материала контролировался стабильным водосбором, в то время как последовательная смена состава витимского осадочного отразила палеогеографические материала изменения окружающих территорий.

Еще один вывод следует из сопоставления литогеохимических характеристик отложений южного и северо-западного побережья Байкала. После осадочных раннеплиоценовой структурной перестройки содержания K₂O, Rb, Ba и отношения Ba/Rb и Ba/Sr в осадочном материале Мишихинско-Клюевской палеодолины Танхойской тектонической ступени резко сменились содержаниями К2O, Rb, Ba и отношениями Ba/Rb и Ba/Sr, подобными этим характеристикам отложений палеодолины Пра-Манзурки. Близкий химический состав свидететельствует о сходстве характера источников и условий образования плиоцен-четвертичных отложений в обеих палеодолинах. Предполагалось [Логачев и др., 1964], что отложения палеодолины Пра-Манзурки образовались в основном за счет дезинтегрирования и переотложения юрских осадочных пород при Приморского хребта. Соответственно, поднятии одновозрастные отложения Мишихинско-Клюевской образовались подобного палеодолины за счет дезинтегрирования и переотложения верхнеюрских-нижнемеловых осадочных пород при поднятии хр. Хамар-Дабан.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезах отложений Танхойской тектонической ступени южного берега Байкала впервые обнаружены и изучены осадочные слои широкого (эоцен-нижнеплиоценового) возрастного диапазона. Здесь выделяются: мишихинская толща (эоценовые и верхнеолигоценовые пачки), танхойская и аносовская свиты, а также перекрывающие четвертичные отложения. Эоценовый и олигоценовый стратоны мишихинской толщи Танхойской тектонической ступени коррелируются с иренгинской и кулариктинской свитами Селенгино-Витимского прогиба. Основные стратоны Южно-Байкальской впалины миоцена-нижнего плиоцена И верхнего плиоцена-эоплейстоцена (соответственно, танхойская и аносовская свиты) коррелируются с джилиндинской свитой, хойготской и береинской толщами Витимского плоскогорья, пространственно связанного с развитием северо-восточной части Байкальской рифтовой системы.

В нижней части осадочного комплекса Танхойской тектонической ступени (в мишихинской толще) определены продукты размыва пород мел-палеогенового поднятия Южного Байкала, а в верхней части – продукты размыва пород хамардабанского плеча Южно-Байкальского рифта. Мишихинская толща представляет собой стратон Селенгино-Витимского предгорного прогиба Южно-Байкальского мел-палеогенового палеохребта, танхойская и аносовская свиты – стратоны неоген-четвертичных впадин Байкальской рифтовой системы. Верхнеолигоценовые синие глины являются позднеолигоценовым продуктом размыва поднятых и экспонированных на земной поверхности милонитов шовной зоны Сибирского кратона, материал танхойской и аносовской свит – продуктом размыва более позднего поднятия хр. Хамар-Дабан. Смена характера седиментации в Западном Забайкалье и на Танхойской тектонической ступени в конце олигоцена и раннем миоцене отражает перестройку в неотектонической эволюции Внутренней Азии – переход от формирования мел-палеогеновых структур Южно-Байкальского палеохребта и предгорных Селенгино-Витимского и Предбайкальского прогибов к формированию неоген-четвертичных структур Байкальской рифтовой системы.

Обнаружены признаки сильных раннеплиоценовых деформаций отложений Мишихинско-Клюевской палеодолины и определены нижнеплиоценовые отложения в палеодолине Пра-Манзурки, что свидетельствует о переломном характере развития структуры Южно-Байкальской впадины в начале плиоцена. В это время мог начаться сток из оз. Байкал через палеодолину Пра-Манзурки, просуществовавший до поднятия Приморского хребта, произошедшего в конце эоплейстоцена–начале неоплейстоцена. Раннеплиоценовые события обозначили главный рубеж тектонической перестройки рельефа, которая привела к образованию современного глубокого Байкала.

Установлена общность геохимических характеристик эоцен-миоценовых пород Танхойской тектонической ступени, в отличие от последовательной смены геохимических характеристик олигоцен-миоценовых пород Витимского плоскогорья. Выделены раздельные геохимические тренды плиоцен-четвертичных отложений в Осиновской и Мишихинско-Клюевской палеодолинах при сходстве последних с трендом отложений в палеодолине Пра-Манзурки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А., Ивановский Л.Н., Кейда Э.П., Снытко В.А. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С.44–45.

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А. Опорные разрезы и фауна мелких 'млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сибирское отделение, 1980. С. 81–98.

Адаменко Р.С. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1975. № 43. С. 136–145.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 108–129.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоценнижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Хассан А. Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала // Геология и окружающая среда. 2022.Т. 2, № 1. С. 104–114.

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1986. 184 с.

Базаров Д.-Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР. 1976. Вып. 8 (16). С. 5–70.

Базаров Д.-Д.Б., Иметхенов А.Б., Плюснина В.П. О плиоцен-четвертичных отложениях и геоморфологическом строении Юго-Восточного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ: Буркнигиздат. 1974. С. 136–143.

Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Хренов П.М. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. Труды ВСЕГЕИ СО АН СССР. Вып. 8, 1962. 168 с.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 159 с.

Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского Моря. М.: Изд-во «Наука», 1979. 194 с.

Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Магнитобиостатигрфический разрез верхнеплиоценовых отложений Придбайкалья // Палеомагнетизм мезозоя кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск. 1976. С. 173–182.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котоловины Байкала // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: ИЗК СО РАН. 1975. С. 43–44.

Дехтярева Л.В., Приходько В.П., Хлыстов П.А. и др. Стратиграфия и литология верхнемеловых-неогеновых отложений юга Витимского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VIII. Улан-Удэ: Бурят, кн. издво. 1970. С. 58–76.

Ендрихинский А.С. Геологическая эволюция озерных котловин Витимского плоскогорья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2. Чита. 1967. С. 25–30.

Ендрихинский А.С. Рельеф. кайнозойские отложения и вопросы палеолимнологии Витимского плоскогорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1968. 16 с.

Ендрихинский А.С. Кайнозойские озерные отложения Витимского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во. 1969. С. 73–86.

Ендрихинский А.С., Черемисинова Е.А. О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 4. С. 885–888.

Жогова М.Л. Вклад И.А. Лопатина в географическую науку // Известия Пензенского государственного педагогического университета им. В.Г. Белинского. 2007. № 9. С. 74–76. Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат. 1959. С. 435–475.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. Кульичцкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.

Зубаков Д.Ю. Молекулярно-филогенетическое исследование эволюционной истории байкальских моллюсков эндемичных семейств Baicaliidae и Benedictiidae (Gastropoda. Pectinibranchia): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 1999. 17 с.

Иванов Е.В. Геохимические особенности донных отложений озера Байкал как показатель изменения природной среды в плиоцене – плейстоцене // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2018. 170 с.

Иванов И.П. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 302 с.

Иметхенов А.Б. Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1987. 150 с.

Иметхенов А.Б., Базаров Д.-Д.В., Савинова В.В. О стратиграфии Боярского опорного разреза кайнозойских отложений (Юго-Восточное Прибайкалье) // История озер СССР в позднем кайнозое. Иркутск, 1979. Часть 2. С. 70–74.

Историческая энциклопедия Сибири. Том 3 / Гл. ред. В.А. Ламин. Новосибирск: Ист. наследие Сибири, 2009. 784 с.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1975. С.43–44.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. 2000. Т. 370, №. 1. С. 61–66.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 1–15.

Климанова В.М. Верхнемеловые флоры Лено-Ангарского междуречья и Восточного Забайкалья по данным палинологического анализа // Материалы по биостратиграфии и палеогеографии Восточной Сибири. М.: Наука. 1975. С. 78–80. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 2010. 278 С.

Коломиец В.Л, Будаев Р.Ц., Буянов А.В. Происхождение осадочных отложений высоких террасоувалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 27–40.

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география. геология. Улан-Удэ: Изд-во БГУ. 1998. Вып. 2. С. 92–100.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

Кононов Е.Е. О новых данных по проблеме Пра-Манзурского канала стока байкальских вод // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 2 (55). С. 116–128.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История стока озера Байкал // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Седеня С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 370 с.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. сер. геол. 1958. № 4. С. 18–30.

Логачев Н.А. Стратиграфия. Кайнозойская группа // ч. 1: Бурятская АССР. Геология СССР. М.: Недра. 1964. Т. 35. С. 258–281.

Логачев Н.А. Литология третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука. 1972. 120 с.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука. 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4–5. С. 391–406. Логачев Н.А., Абрамова Т.К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра // Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР. 1958. Вып. 14. С. 114–128.

Логачев Н.А., Попова С.М. Об ископаемых моллюсках баяндайской свиты (Ангаро-Ленское междуречье) и стратиграфии третичных отложений Прибайкалья // Геология и геофизика. 1963. № 8. С. 26–38.

Логачев Н.А., Брандт И.С., Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт С.Б., Конев А.А., Ильясова А.М. Определение К–Аг-возраста палеоценовой коры выветривания Прибайкалья // Доклады АН. 2002. Т. 385. № 6. С. 797–799.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 1964. 195 с.

Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 1990. 327 с.

Лопатин Д.В. Трансбайкальская гидросистема плейстоцена // Геоморфология. 2016. № 2. С. 113–119.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. Ч.2. С. 101–103.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, вып. 1. С. 58–67.

Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.

Лямина Н.А., Титов В.Д. Новые данные по стратиграфии верхнего мела - неогена Витимского плоскогорья // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в м-бе 1:50 000 в Восточной Сибири / Ред. П.М. Хренов. Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. Правда. 1987. С. 76–86.

Мазилов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Литология третичных отложений впадин югозападной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. 1985. С. 36–53.

Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 467– 489. Мац В.Д., Ефимова И.М. Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология. 2010. № 1. С. 67–76.

Мац В.Д., Галкин В.И., Мизандронцев И.Б. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза (мат-лы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск: ИЗК СО РАН. 1975. С. 45–46.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. филиал «Гео». 2001. 252 с.

Мащук И.М., Акулов Н.И. Олигоценовые отложения Байкальской рифтовой впадины // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 461–475.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и эопллейстоценовых отложений Европейской части СССР // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 8–13.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.

Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения юго-восточного побережья Байкала. М.. Изд-во АН СССР, 1955. 201 с.

Попова С.М. Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи Северо-Западного Прибайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 252–258.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 186 с.

Путеводитель экскурсий А-13, С-13 (Прибайкалье) / Логачев Н.А., Адаменко О.М., Аксенов М.П., Базаров Д.Б., Белова В.А., Воробьева Г.А., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Ербаева М.А., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Мац В.Д., Медведев Г.И., Орлова Л.А., Осадчий С.С., Панычев В.А., Плешанов С.П., Покатилов А.Г., Попова С.М., Рассказов С.В., Ромазина А.А., Савельев Н.А., Свинин В.В., Сизиков А.М., Фирсов Л.В., Шимараева М.К. XI Конгресс ИНКВА. М.: Наука, 1981. 42 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы / отв. Ред. Г. Я. Абрамоович. Рос. Акад. Наук. Сиб. Отдние. Ин-т земной коры. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2018. 384 с. Рассказов С.В., Аль Хамуд А., Хассан А., Кулагина Н.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц. Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье) // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 1, № 2. С. 44–81.

Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль Хамуд А., Хассан А., Алокла Р. Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел–палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту // Геология и окружающая среда. 2021. Т.1, № 1. С. 7–15.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 3–15.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В., Мишарина В.А., Черняева Г.П., Брандт И.С., Брандт С.Б., Скобло В.М., Лямина Н.А. Палинологический и диатомовый анализ осадков из позднекайнозойской долины Праамалата (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 773–785.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля. Южно-Байкальская впадина: стратиграфия. корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Т. 5, № 4. С. 993–1032.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2007. 193 с.

Рассказов С. В., Чувашова И. С., Ясныгина Т. А., Усольцева М. В., Руднева Н. А., Митькин Д. Ю., Федин А. Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 117–127.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2012. 351 с.

Резанов И.Н. Палеогеновый этап тектонического развития Еравнинского прогиба // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят, кн. изд-во. 1991. С. 3–12.

Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М: Издательство "Мир", 1965. 599 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Седова М.А. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Юго-Восточного Прибайкалья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1956. С. 86–96.

Силаев В.И. Тихий голос чистых истин // Наука Сибири. 1998. № 5-6. С. 2141-2142.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В., Руднев А.Ф. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Титов В.Д. Биостратиграфия и фации рудоносных и угленосных кайнозойских образований Западного Забайкалья и Восточного Прибайкалья как основа геолого-поисковых и геолого-разведочных работ. Отчет по теме 284 за 1978– 1981 гг. Геолфонд Вост.-Сиб. НИИГГиМС, Иркутск, 1981; БГУ Улан-Удэ, 1981. 256 с.

Методы изучения осадочных пород / Страхов Н.М. (Ред.). М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. 612 с.

Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. Изд-во «Наука». Новосибирск, 1981. 221 с.

Трофимов А.Г., Малева Е.М., Куликов О.А., Попова С.М., Кулагина Н.В., Шипанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии). Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 1995. 51 с.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Чувашова И.С., Рассказов С.В. Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия // Вопросы современной альгологии. 2019. № 2 (20). С. 279–284.

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

Фрадкина А.Ф. Палиостратигрфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии Сиб. отдния РАН, 1995. 82 с. Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усольцева М.В. Идентификация озерных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена в суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11 (2). С. 262–284. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0473.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 83 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь Сунь. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавные аномалин в контексте орагенеза. рифтогенеза и движения–взаимодействия литосферных плит // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Т. 8, № 1. С. 45–80.

Чувашова И.С., Хассан А., Аль Хамуд А., Коваленко С.Н., Руднева Н.А., Рассказов C.B. Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм // Известия Иркутского государственного 2019. T. Серия Науки Земле. 27. C. 138–153. университета. 0 DOI: https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138

Шахварстова К.А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского плоскогорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948. Вып. 25. № 5. С. 20–43.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н., Шлюков А.И. Абсолютное датирование четвертичных комплексов: проблемы и возможные решения // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 629–632.

Юдович Я.Э., Кетрнс М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

Antipin V., Afonina T., Badalov O., Bezrukova E., Bukharov A., Bychinsky V., Dmitriev A.A., Dorofeeva R., Duchkov A., Esipko O., Fileva T., Gelety V., Golubev V., Goreglyad A., Gorokhov I., Gvozdkov A., Hase Y., Ioshida N., Ivanov E., Kalashnikova I., Kalmychkov G., Karabanov E., Kashik S., Kawai T., Kerber E., Khakhaev B., Khlystov O., Khursevich G., Khuzin M., King J., Konstantinov K., Kochukov V., Krainov M., Kravchinsky V., Kudryashov N., Kukhar L., Kuzmin M., Nakamura K., Nomura Sh., Oksenoid E., Peck J., Pevzner L., Prokopenko A., Romashov V., Sakai H., Sandimirov I., Sapozhnikov A., Seminsky K., Soshina N., Tanaka A., Tkachenko L., Ushakovskaya M., Williams D. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary International. 2001. V. 80. P. 19–36.

Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jansenb J.D., Preusserc F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. Catastrophic events in the Quaternary outflow history of Lake Baikal // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 177, P. 76– 113. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.011

Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V: 59. P. 2919–2940.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance. redox conditions. and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // Chemical Geology. 2002. V. 191. № 4. P. 305–327.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.

Global chronostratigraphic correlation table for the last 2.7 million years. v. 2016A. 2016.

Hassan A., Usoltseva M.V., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in BarguzinValley, Baikal Rift Zone // Quarternal international. 2019. V. 524. P. 24–30.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // Powder Diffraction. 1988. № 3. P. 74–77.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Hung Chan-Hui, Chung Sun-Lin, Iizuka Y. Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // International Geology Review. 2016. V. 58, N.14. P. 1818–1830.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Coleman S. & Delvaux. D. Active faults of the Baikal basin // Bull. Centre rech. Elf explor. Prod. 1997. V. 21 (2). P. 399–434.

Logachev N.A. Historic core of the Baikal Rift Zone // Doklady Earth Sciences. 2001. V. 376 (1). P. 43–46.

Mats V.D. Comment on Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhanrnikova A.V., Hung C.-H., Chung S.-L. and Iizuka Y., 2015, Catastrophic outburst and tsunami flooding of Lake Baikal: U–Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // International Geology Review. 2016. Doi: 10.1080/00206814.2015.1064329.

Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth Sci. Rev. 1993. V. 34. P. 81–118.

McDonough W.F., Sun S-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Oliveira S.C., Pupim F.N., Stevaux J.C., Assine M.L. Luminescence chronology of terrace development in the Upper Paraná River, Southeast Brazil // Front. Earth Sci. 2019. V. 7. P. 200.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // Limnology and Freshwater Biology 2020 (1): 332–334

Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Scientific Publications, 1985. 312 p.

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters. 1996. N 9. P. 34–40.

Usoltseva M.V., Tsoy I.B. Elliptical species of the freshwater genus Aulacoseira in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan) // Diatom Research. 2010. V. 25. №. 2. P. 397–415.

Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone) // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № (4). P. 752–754.

приложения

Приложение 1

Химический состав отложений южной расчистки Мишихинского опорного разреза

| Разрез | | Ю | жняя расчи | стка Миших | инского опо | орного разро | еза | |
|-------------------------|--------|--------|------------|------------|-------------|--------------|--------|--------|
| № пробы | Ю-1 | Ю-2 | Ю-3 | Ю-4 | Ю-5 | Ю-6 | Ю-7 | Ю-8 |
| SiO ₂ ,wt. % | 68.27 | 71.06 | 72.66 | 72.20 | 64.65 | 72.21 | 71.96 | 58.28 |
| TiO ₂ | 0.42 | 0.37 | 0.44 | 0.46 | 0.82 | 0.41 | 0.49 | 1.08 |
| Al_2O_3 | 14.60 | 14.05 | 13.67 | 13.98 | 17.04 | 14.49 | 14.54 | 20.64 |
| Fe_2O_3 | 3.60 | 3.00 | 1.28 | 1.57 | 3.37 | 1.15 | 1.10 | 4.12 |
| FeO | 0.77 | 0.78 | 0.67 | 0.45 | 0.61 | 0.68 | 0.70 | 0.80 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 1.01 | 0.85 | 0.70 | 0.65 | 1.24 | 0.60 | 0.64 | 1.55 |
| CaO | 1.45 | 1.37 | 1.67 | 2.08 | 1.63 | 1.53 | 1.66 | 1.06 |
| Na ₂ O | 2.08 | 2.11 | 3.33 | 3.35 | 3.05 | 3.59 | 3.66 | 1.54 |
| K ₂ O | 3.80 | 3.85 | 3.58 | 3.69 | 3.03 | 3.82 | 3.91 | 2.61 |
| P_2O_5 | 0.13 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.17 | 0.09 | 0.08 | 0.12 |
| ППП | 3.93 | 2.79 | 1.60 | 1.58 | 4.05 | 1.37 | 1.45 | 8.37 |
| Сумма | 100.14 | 100.39 | 99.72 | 100.15 | 99.70 | 99.96 | 100.21 | 100.21 |
| Sc, ppm | 16.5 | 14.4 | 16.7 | 5.0 | 10.2 | 14.3 | 6.6 | 17.2 |
| Cu | 19 | 18 | 11 | 0 | 19 | 4 | 4 | 41 |
| Zn | 57 | 80 | 52 | <20 | 46 | 25 | 25 | 109 |
| Rb | 110.5 | 106.5 | 102.4 | 100.4 | 100.6 | 97.0 | 97.6 | 111.8 |
| Sr | 310 | 317 | 411 | 386 | 359 | 400 | 397 | 197 |
| Y | 16.7 | 13.3 | 10.62 | 10.60 | 16.65 | 9.12 | 9.45 | 22.07 |
| Zr | 62 | 46 | 84 | 41 | 86 | 97 | 37 | 124 |
| Nb | 8.6 | 6.3 | 6.4 | 7.0 | 10.3 | 5.9 | 6.3 | 13.3 |
| Мо | 1.23 | 1.21 | 1.04 | 0.64 | 0.75 | 0.85 | 0.40 | 1.43 |
| Ga | 16.50 | 14.95 | 14.95 | 14.11 | 18.97 | 13.78 | 14.10 | 25.07 |
| Sn | 1.58 | 1.31 | 1.23 | 1.26 | 2.23 | 2.38 | 2.68 | 3.67 |
| Cs | 3.8 | 3.1 | 2.2 | 2.3 | 4.5 | 2.2 | 2.3 | 8.0 |
| Ba | 886 | 954 | 909 | 884 | 785 | 904 | 860 | 598 |
| La | 27.9 | 27.9 | 17.2 | 17.6 | 30.6 | 14.7 | 16.6 | 45.9 |
| Ce | 64 | 53 | 32 | 36 | 63 | 29 | 33 | 90 |
| Pr | 6.60 | 5.78 | 4.20 | 4.34 | 7.20 | 4.00 | 4.28 | 10.12 |
| Nd | 24.5 | 20.6 | 15.3 | 15.7 | 26.1 | 15.1 | 16.0 | 37.1 |
| Sm | 5.00 | 3.83 | 2.99 | 3.16 | 5.12 | 2.93 | 2.98 | 7.02 |
| Eu | 1.14 | 0.98 | 0.85 | 0.91 | 1.20 | 0.89 | 0.90 | 1.43 |
| Gd | 4.66 | 3.59 | 2.64 | 2.41 | 4.09 | 2.32 | 2.41 | 6.33 |
| Tb | 0.66 | 0.47 | 0.37 | 0.37 | 0.58 | 0.34 | 0.36 | 0.89 |
| Dy | 3.35 | 2.54 | 1.98 | 2.22 | 3.35 | 2.01 | 2.03 | 4.12 |
| Но | 0.64 | 0.52 | 0.42 | 0.40 | 0.61 | 0.39 | 0.41 | 0.78 |
| Er | 1.77 | 1.35 | 1.08 | 1.05 | 1.69 | 1.07 | 1.04 | 2.28 |
| Tm | 0.26 | 0.20 | 0.17 | 0.15 | 0.26 | 0.16 | 0.16 | 0.32 |
| Yb | 1.77 | 1.38 | 1.05 | 0.92 | 1.53 | 1.01 | 1.04 | 2.10 |
| Lu | 0.24 | 0.19 | 0.14 | 0.14 | 0.22 | 0.16 | 0.17 | 0.29 |
| Hf | 1.71 | 1.14 | 2.08 | 1.39 | 2.47 | 2.62 | 1.30 | 3.31 |
| Та | 0.65 | 0.45 | 0.48 | 0.63 | 0.77 | 0.60 | 0.55 | 0.90 |
| W | 1.08 | 1.17 | 0.91 | 1.01 | 2.24 | 0.66 | 0.72 | 4.10 |
| Pb | 20.9 | 18.8 | 16.0 | 12.2 | 14.7 | 19.3 | 15.8 | 25.9 |
| Th | 8.24 | 5.60 | 5.48 | 4.40 | 8.29 | 3.37 | 4.39 | 14.25 |
| U | 1.78 | 1.15 | 1.09 | 1.23 | 2.55 | 1.16 | 1.19 | 3.85 |

| Разрез | | H | Ожняя расчи | истка Миших | кинского опс | орного разрез | 3a | |
|-------------------------|-------|-------|-------------|-------------|--------------|---------------|-------|-------|
| № пробы | Ю-9 | Ю-10 | Ю-11 | Ю-12 | Ю-13 | Ю-14 | Ю-15 | Ю-16 |
| SiO ₂ ,wt. % | 64.67 | 69.26 | 66.06 | 70.27 | 55.22 | 51.68 | 58.63 | 58.47 |
| TiO_2 | 0.87 | 0.51 | 0.78 | 0.55 | 1.16 | 1.08 | 1.23 | 1.13 |
| Al_2O_3 | 16.39 | 14.73 | 16.04 | 14.68 | 23.42 | 24.54 | 21.89 | 20.03 |
| Fe_2O_3 | 3.64 | 2.03 | 3.12 | 1.82 | 3.64 | 2.19 | 3.28 | 3.71 |
| FeO | 0.61 | 0.61 | 0.59 | 0.83 | 0.81 | 0.58 | 0.58 | 1.62 |
| MnO | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| MgO | 1.29 | 0.87 | 1.24 | 0.89 | 1.21 | 0.74 | 0.77 | 1.42 |
| CaO | 1.98 | 2.64 | 2.14 | 1.46 | 0.75 | 0.80 | 0.65 | 1.17 |
| Na ₂ O | 2.82 | 3.46 | 3.08 | 3.30 | 1.09 | 0.77 | 1.25 | 1.53 |
| K_2O | 3.03 | 3.57 | 3.17 | 3.85 | 2.66 | 2.03 | 2.30 | 2.36 |
| P_2O_5 | 0.12 | 0.13 | 0.17 | 0.10 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.07 |
| ΠΠΠ | 4.46 | 1.80 | 3.86 | 2.55 | 9.55 | 15.13 | 9.08 | 8.24 |
| Сумма | 99.92 | 99.64 | 100.28 | 100.32 | 99.58 | 99.60 | 99.72 | 99.77 |
| Sc, ppm | 10.6 | 6.7 | 9.4 | 8.8 | 17.3 | 18.5 | 20.0 | 15.8 |
| Cu | 15 | 22 | 11 | 6 | 20 | 36 | 29 | 20 |
| Zn | 51 | 52 | 40 | 23 | 97 | 84 | 71 | 94 |
| Rb | 100.8 | 99.9 | 99.5 | 111.9 | 116.7 | 88.4 | 116.6 | 106.2 |
| Sr | 332 | 402 | 355 | 361 | 191 | 184 | 182 | 218 |
| Y | 18.2 | 11.1 | 16.2 | 15.2 | 14.2 | 57.3 | 13.7 | 37.2 |
| Zr | 82 | 51 | 73 | 54 | 80 | 76 | 107 | 92 |
| Nb | 10.8 | 7.2 | 10.1 | 7.4 | 14.5 | 14.1 | 19.5 | 12.4 |
| Mo | 0.97 | 0.63 | 0.77 | 0.50 | 2.36 | 4.55 | 3.11 | 0.75 |
| Ga | 18.72 | 15.25 | 17.70 | 15.86 | 28.27 | 33.71 | 28.30 | 25.67 |
| Sn | 2.19 | 1.98 | 2.03 | 3.15 | 4.54 | 4.62 | 3.16 | 4.27 |
| Cs | 4.7 | 2.6 | 4.3 | 3.7 | 7.6 | 8.8 | 10.2 | 7.3 |
| Ba | 790 | 890 | 751 | 803 | 720 | 527 | 571 | 560 |
| La | 34.2 | 18.5 | 28.6 | 23.3 | 52.2 | 98.5 | 50.4 | 93.5 |
| Ce | 69 | 37 | 57 | 47 | 101 | 226 | 88 | 203 |
| Pr | 7.94 | 4.59 | 6.85 | 5.91 | 10.01 | 21.82 | 10.62 | 23.08 |
| Nd | 28.98 | 16.98 | 24.89 | 22.42 | 35.33 | 82.09 | 35.77 | 86.08 |
| Sm | 5.63 | 3.17 | 4.87 | 4.25 | 5.97 | 15.19 | 6.28 | 15.83 |
| Eu | 1.26 | 0.88 | 1.18 | 1.10 | 1.11 | 3.25 | 1.14 | 3.38 |
| Gd | 4.51 | 2.65 | 3.84 | 3.58 | 4.32 | 14.12 | 4.94 | 12.86 |
| Tb | 0.64 | 0.40 | 0.56 | 0.53 | 0.57 | 1.97 | 0.66 | 1.78 |
| Dy | 3.70 | 2.22 | 3.21 | 2.89 | 3.04 | 10.67 | 2.81 | 9.26 |
| Но | 0.68 | 0.42 | 0.62 | 0.58 | 0.56 | 2.09 | 0.55 | 1.68 |
| Er | 1.98 | 1.15 | 1.69 | 1.54 | 1.50 | 5.92 | 1.50 | 4.72 |
| Tm | 0.27 | 0.15 | 0.24 | 0.23 | 0.23 | 0.81 | 0.23 | 0.67 |
| Yb | 1.79 | 1.08 | 1.44 | 1.48 | 1.45 | 4.95 | 1.48 | 4.35 |
| Lu | 0.25 | 0.16 | 0.22 | 0.24 | 0.24 | 0.76 | 0.22 | 0.61 |
| Hf | 2.53 | 1.62 | 2.19 | 1.41 | 2.60 | 2.35 | 2.89 | 2.88 |
| Та | 0.86 | 0.61 | 0.79 | 0.70 | 1.07 | 1.12 | 1.25 | 1.02 |
| W | 2.48 | 1.15 | 2.37 | 0.88 | 4.51 | 6.80 | 5.54 | 4.01 |
| Pb | 17.3 | 14.3 | 15.0 | 17.5 | 25.6 | 28.6 | 25.5 | 26.0 |
| Th | 9.58 | 4.17 | 8.41 | 4.00 | 18.35 | 17.82 | 20.51 | 14.66 |
| U | 2.72 | 1.39 | 2.32 | 1.73 | 5.50 | 6.64 | 6.29 | 3.83 |

| Продолжение прил. | l |
|-------------------|---|
|-------------------|---|

| Разрез | | I | Ожняя расчи | истка Миших | кинского опо | орного разреза | |
|-------------------------|-------|-------|-------------|-------------|--------------|----------------|------|
| № пробы | Ю-17 | Ю-18 | Ю-19 | Ю-20 | Ю-21 | Ю-22 | |
| SiO _{2,} wt. % | 58.17 | 58.67 | 68.97 | 60.12 | 52.96 | 57.76 | |
| TiO ₂ | 1.07 | 0.91 | 0.63 | 0.94 | 1.05 | 1.02 | |
| Al_2O_3 | 19.43 | 18.38 | 15.95 | 21.18 | 23.28 | 21.70 | |
| Fe_2O_3 | 3.97 | 7.24 | 2.43 | 3.14 | 4.31 | 3.44 | |
| FeO | 2.19 | 0.50 | 0.42 | 0.83 | 1.33 | 0.86 | |
| MnO | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | |
| MgO | 1.45 | 1.01 | 0.69 | 0.89 | 1.32 | 0.90 | |
| CaO | 1.06 | 0.90 | 1.27 | 0.90 | 0.74 | 0.76 | |
| Na ₂ O | 1.55 | 1.55 | 2.03 | 1.29 | 1.07 | 1.30 | |
| K ₂ O | 2.58 | 2.93 | 3.79 | 2.85 | 2.39 | 3.03 | |
| P_2O_5 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.07 | |
| ΠΠΠ | 8.07 | 7.33 | 3.87 | 8.14 | 11.92 | 9.23 | |
| Сумма | 99.65 | 99.54 | 100.13 | 100.32 | 100.45 | 100.08 | |
| Sc, ppm | 14.3 | 13.0 | 8.0 | 19.8 | 23.5 | 12.3 | |
| Cu | 19 | 16 | 9 | 25 | 43 | 34 | |
| Zn | 107 | 48 | 45 | 92 | 118 | 99 | |
| Rb | 108.2 | 118.7 | 132.6 | 113.4 | 143.7 | 143.9 | |
| Sr | 232 | 284 | 404 | 275 | 215 | 275 | |
| Y | 44.7 | 14.5 | 13.3 | 22.1 | 22.4 | 17.9 | |
| Zr | 87 | 90 | 74 | 117 | 109 | 88 | |
| Nb | 11.8 | 13.9 | 10.3 | 15.5 | 17.4 | 16.5 | |
| Mo | 0.78 | 1.35 | 0.87 | 2.25 | 2.40 | 2.74 | |
| Ga | 24.77 | 24.01 | 18.04 | 26.39 | 30.20 | 27.92 | |
| Sn | 4.02 | 2.94 | 2.17 | 2.81 | 3.26 | 2.95 | |
| Cs | 7.7 | 7.2 | 5.0 | 8.2 | 9.7 | 8.8 | |
| Ba | 627 | 860 | 1105 | 741 | 582 | 776 | |
| La | 83.8 | 36.6 | 36.7 | 61.0 | 67.4 | 58.8 | |
| Ce | 153 | 66 | 68 | 68 | 123 | 100 | |
| Pr | 17.13 | 7.90 | 7.56 | 11.35 | 14.06 | 11.88 | |
| Nd | 64.3 | 27.5 | 26.2 | 39.6 | 49.1 | 41.3 | |
| Sm | 11.75 | 5.13 | 4.78 | 6.75 | 9.01 | 7.41 | |
| Eu | 2.64 | 1.05 | 1.02 | 1.35 | 1.73 | 1.42 | |
| Gd | 11.30 | 3.74 | 3.56 | 6.28 | 7.78 | 6.33 | |
| Tb | 1.57 | 0.52 | 0.50 | 0.86 | 1.09 | 0.86 | |
| Dy | 8.32 | 3.12 | 2.76 | 3.94 | 4.77 | 3.81 | |
| Но | 1.64 | 0.57 | 0.52 | 0.77 | 0.87 | 0.73 | |
| Er | 4.45 | 1.63 | 1.47 | 2.16 | 2.43 | 1.94 | |
| Tm | 0.62 | 0.24 | 0.21 | 0.31 | 0.35 | 0.29 | |
| Yb | 3.67 | 1.60 | 1.31 | 2.10 | 2.33 | 2.01 | |
| Lu | 0.54 | 0.24 | 0.20 | 0.31 | 0.34 | 0.29 | |
| Hf | 2.73 | 2.66 | 2.28 | 3.20 | 2.93 | 2.47 | |
| Та | 0.90 | 0.97 | 0.75 | 1.00 | 1.11 | 1.00 | |
| W | 4.29 | 4.31 | 2.44 | 5.30 | 4.97 | 3.91 | |
| Pb | 25.6 | 20.7 | 17.0 | 25.2 | 30.9 | 25.8 | |
| Th | 14.07 | 15.97 | 12.10 | 18.71 | 21.95 | 20.41 | |
| U | 5.17 | 4.71 | 3.40 | 5.26 | 5.75 | 7.78 | |

| 3.2 | r U | | | | ~ | | 3.4 | | | | | |
|-----|-----------|--------|------------|--------|------|-----------|-------------|-------------|------|-------|------|------|
| - X | имическии | COCTAR | отпожении | севени | OU 1 | nacuuctku | Λ/L | инихинского | OID | NHOLO | n931 | าควล |
| 1 | | cocrab | ormomentin | cebeph | on | | TATE | ImmAnnekoro | 0110 | photo | pas | JUSU |

| Разрез | | C | еверная расч | истка Миши | хинского оп | орного разр | еза | |
|-------------------------|--------|-------|--------------|------------|-------------|-------------|--------|-------|
| № пробы | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ ,wt. % | 61.64 | 70.54 | 65.65 | 65.38 | 64.95 | 63.85 | 64.44 | 61.24 |
| TiO ₂ | 0.90 | 0.79 | 0.61 | 0.79 | 0.85 | 0.93 | 0.83 | 1.06 |
| Al_2O_3 | 16.36 | 11.69 | 17.03 | 16.55 | 16.75 | 17.68 | 17.27 | 17.75 |
| Fe_2O_3 | 5.29 | 4.69 | 3.07 | 3.40 | 3.31 | 3.41 | 3.26 | 3.76 |
| FeO | 1.11 | 1.21 | 0.82 | 0.98 | 0.63 | 0.72 | 0.96 | 1.13 |
| MnO | 0.10 | 0.41 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | 1.94 | 0.94 | 1.05 | 1.10 | 1.30 | 1.26 | 1.25 | 1.62 |
| CaO | 1.56 | 1.98 | 1.40 | 1.60 | 1.64 | 1.70 | 1.44 | 1.51 |
| Na ₂ O | 2.19 | 1.38 | 2.45 | 2.79 | 2.86 | 2.60 | 2.68 | 2.61 |
| K_2O | 2.68 | 3.09 | 3.21 | 3.22 | 3.15 | 3.01 | 3.16 | 2.95 |
| P_2O_5 | 0.13 | 0.17 | 0.09 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.16 |
| ППП | 6.31 | 3.08 | 5.07 | 4.32 | 4.62 | 4.29 | 4.86 | 5.88 |
| Сумма | 100.21 | 99.97 | 100.47 | 100.30 | 100.20 | 99.60 | 100.31 | 99.70 |
| Sc, ppm | 13.6 | 11.6 | 7.8 | 7.9 | 11.6 | 13.1 | 8.1 | 14.8 |
| Cu | 31 | 8 | 25 | 22 | 15 | 17 | 30 | 16 |
| Zn | 84 | 19 | 77 | 64 | 64 | 69 | 74 | 69 |
| Rb | 101.7 | 86.3 | 111.7 | 105.4 | 114.6 | 108.1 | 111.0 | 101.0 |
| Sr | 284 | 307 | 340 | 354 | 357 | 346 | 339 | 303 |
| Y | 29.4 | 28.6 | 22.0 | 20.6 | 20.5 | 22.3 | 23.5 | 23.2 |
| Zr | 81 | 31 | 85 | 82 | 74 | 90 | 88 | 101 |
| Nb | 13.0 | 9.7 | 12.3 | 11.8 | 11.1 | 11.6 | 11.5 | 11.2 |
| Mo | 1.37 | 0.72 | 0.97 | 0.98 | 1.00 | 0.78 | 0.89 | 0.57 |
| Ga | 21.09 | 13.15 | 20.46 | 19.21 | 20.82 | 21.30 | 20.77 | 21.03 |
| Sn | 2.56 | 1.94 | 2.23 | 2.15 | 2.48 | 2.56 | 2.27 | 3.88 |
| Cs | 5.9 | 2.2 | 5.3 | 4.6 | 5.4 | 5.7 | 5.1 | 5.9 |
| Ba | 752 | 773 | 827 | 787 | 814 | 795 | 775 | 693 |
| La | 46.7 | 22.6 | 43.5 | 34.9 | 41.8 | 44.4 | 36.8 | 37.1 |
| Ce | 85 | 47 | 82 | 70 | 79 | 87 | 71 | 78 |
| Pr | 10.56 | 5.49 | 9.70 | 8.31 | 9.17 | 10.04 | 8.82 | 9.37 |
| Nd | 39.0 | 19.6 | 35.5 | 29.9 | 33.7 | 36.3 | 33.0 | 35.8 |
| Sm | 7.79 | 3.87 | 6.70 | 5.89 | 6.40 | 6.73 | 6.65 | 6.96 |
| Eu | 1.68 | 0.99 | 1.50 | 1.32 | 1.42 | 1.52 | 1.60 | 1.57 |
| Gd | 7.63 | 3.55 | 6.22 | 5.45 | 5.02 | 5.63 | 6.40 | 5.94 |
| Tb | 1.08 | 0.61 | 0.87 | 0.75 | 0.72 | 0.77 | 0.90 | 0.83 |
| Dy | 5.42 | 4.51 | 4.04 | 3.85 | 4.25 | 4.51 | 4.39 | 4.47 |
| Но | 1.02 | 1.05 | 0.76 | 0.73 | 0.72 | 0.80 | 0.84 | 0.90 |
| Er | 2.97 | 3.55 | 2.06 | 2.00 | 2.02 | 2.21 | 2.34 | 2.39 |
| Tm | 0.40 | 0.58 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.33 | 0.34 | 0.37 |
| Yb | 2.74 | 3.90 | 1.94 | 2.00 | 1.68 | 1.94 | 2.27 | 2.20 |
| Lu | 0.39 | 0.60 | 0.27 | 0.28 | 0.25 | 0.29 | 0.32 | 0.34 |
| Hf | 2.27 | 1.10 | 2.43 | 2.22 | 2.29 | 2.74 | 2.23 | 2.98 |
| Та | 0.87 | 0.70 | 0.84 | 0.84 | 0.85 | 0.86 | 0.74 | 0.89 |
| W | 1.67 | 0.96 | 3.08 | 2.80 | 3.24 | 3.99 | 3.10 | 2.31 |
| Pb | 31.7 | 12.2 | 21.8 | 19.2 | 17.3 | 18.1 | 20.4 | 21.1 |
| Th | 12.09 | 6.96 | 11.15 | 9.21 | 11.16 | 12.89 | 8.93 | 9.98 |
| U | 2.71 | 1.12 | 2.95 | 2.79 | 3.32 | 3.89 | 3.27 | 3.44 |

| Разрез | | С | еверная расч | истка Миши | ихинского оп | юрного разре | еза | |
|-------------------------|-------|-------|--------------|------------|--------------|--------------|--------|-------|
| № пробы | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ ,wt. % | 58.95 | 55.83 | 58.95 | 58.56 | 57.62 | 44.28 | 64.70 | 57.48 |
| TiO_2 | 1.10 | 1.03 | 0.86 | 1.12 | 0.99 | 0.97 | 0.88 | 0.89 |
| Al_2O_3 | 18.38 | 19.39 | 16.20 | 18.38 | 19.15 | 24.97 | 17.03 | 15.45 |
| Fe_2O_3 | 4.63 | 6.97 | 9.24 | 5.19 | 6.24 | 3.46 | 3.47 | 11.10 |
| FeO | 1.17 | 0.91 | 0.48 | 0.88 | 0.40 | 0.41 | 0.87 | 0.35 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | < НПО | 0.03 | 0.13 |
| MgO | 1.74 | 1.48 | 1.29 | 1.83 | 1.57 | 0.72 | 1.02 | 1.07 |
| CaO | 1.52 | 0.96 | 1.46 | 1.55 | 1.05 | 0.74 | 1.43 | 1.37 |
| Na ₂ O | 2.38 | 1.21 | 2.53 | 2.16 | 1.55 | 0.53 | 2.78 | 2.21 |
| K_2O | 2.81 | 2.24 | 2.73 | 2.64 | 2.37 | 1.15 | 3.00 | 2.56 |
| P_2O_5 | 0.17 | 0.13 | 0.42 | 0.23 | 0.13 | 0.06 | 0.17 | 0.51 |
| ППП | 6.77 | 9.57 | 6.07 | 7.29 | 8.81 | 22.76 | 4.85 | 6.72 |
| Сумма | 99.66 | 99.76 | 100.28 | 99.89 | 99.93 | 100.05 | 100.24 | 99.84 |
| Sc, ppm | 14.0 | 15.5 | 11.7 | 13.3 | 15.0 | 16.7 | 8.7 | 11.5 |
| Cu | 19 | 20 | 24 | 42 | 37 | 42 | 27 | 31 |
| Zn | 79 | 64 | 71 | 93 | 104 | 56 | 69 | 85 |
| Rb | 98.9 | 94.8 | 91.9 | 101.1 | 102.9 | 74.6 | 101.5 | 83.2 |
| Sr | 299 | 173 | 320 | 301 | 229 | 151 | 357 | 290 |
| Y | 21.5 | 17.6 | 23.0 | 25.6 | 37.1 | 39.8 | 21.2 | 35.1 |
| Zr | 100 | 92 | 88 | 126 | 103 | 64 | 83 | 86 |
| Nb | 11.0 | 11.3 | 10.1 | 14.5 | 11.5 | 12.9 | 11.8 | 11.0 |
| Mo | 0.60 | 1.25 | 0.77 | 1.54 | 2.58 | 4.86 | 1.26 | 1.30 |
| Ga | 21.18 | 24.34 | 19.21 | 24.61 | 24.48 | 28.78 | 20.38 | 19.53 |
| Sn | 3.79 | 4.14 | 2.24 | 2.69 | 3.01 | 3.07 | 2.39 | 2.53 |
| Cs | 6.0 | 8.4 | 4.8 | 6.6 | 7.8 | 10.3 | 5.1 | 4.9 |
| Ba | 683 | 589 | 735 | 673 | 654 | 437 | 780 | 742 |
| La | 36.6 | 34.3 | 34.1 | 44.0 | 60.9 | 71.2 | 36.3 | 40.6 |
| Ce | 77 | 72 | 75 | 91 | 134 | 136 | 73 | 88 |
| Pr | 9.32 | 8.24 | 8.30 | 10.48 | 13.22 | 18.44 | 8.54 | 9.72 |
| Nd | 35.1 | 30.1 | 30.7 | 38.8 | 49.6 | 68.1 | 31.4 | 36.7 |
| Sm | 6.73 | 5.58 | 6.35 | 7.61 | 9.75 | 13.10 | 6.00 | 7.41 |
| Eu | 1.52 | 1.21 | 1.40 | 1.65 | 2.11 | 2.76 | 1.41 | 1.72 |
| Gd | 5.68 | 4.40 | 5.39 | 6.89 | 8.80 | 11.07 | 5.55 | 7.11 |
| Tb | 0.82 | 0.63 | 0.76 | 0.98 | 1.19 | 1.49 | 0.80 | 1.05 |
| Dy | 4.34 | 3.52 | 4.51 | 4.71 | 7.18 | 8.80 | 4.05 | 6.19 |
| Но | 0.85 | 0.69 | 0.83 | 0.91 | 1.37 | 1.57 | 0.77 | 1.24 |
| Er | 2.32 | 1.91 | 2.36 | 2.49 | 3.78 | 4.34 | 2.12 | 3.54 |
| Tm | 0.36 | 0.31 | 0.33 | 0.36 | 0.55 | 0.61 | 0.31 | 0.48 |
| Yb | 2.08 | 1.89 | 2.18 | 2.42 | 3.39 | 3.78 | 1.96 | 3.01 |
| Lu | 0.33 | 0.29 | 0.33 | 0.33 | 0.53 | 0.57 | 0.28 | 0.45 |
| Hf | 2.94 | 2.84 | 2.64 | 3.10 | 2.98 | 2.04 | 2.38 | 2.65 |
| Та | 0.87 | 0.92 | 0.75 | 0.94 | 0.88 | 0.87 | 0.79 | 0.85 |
| W | 2.95 | 3.71 | 2.22 | 3.01 | 5.02 | 5.86 | 2.91 | 3.71 |
| Pb | 20.6 | 24.0 | 15.9 | 26.1 | 27.0 | 25.1 | 19.9 | 16.5 |
| Th | 10.49 | 14.23 | 9.77 | 13.34 | 14.36 | 19.59 | 9.76 | 11.56 |
| U | 3.62 | 4.67 | 3.10 | 3.96 | 5.99 | 6.56 | 3.17 | 3.13 |

| Разрез | | С | еверная расч | истка Миши | хинского ог | юрного разре | еза | |
|-------------------------|-------|-------|--------------|------------|-------------|--------------|--------|-------|
| № пробы | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| SiO ₂ ,wt. % | 64.80 | 52.54 | 59.91 | 53.27 | 42.44 | 65.90 | 57.65 | 45.90 |
| TiO_2 | 0.82 | 1.12 | 0.89 | 1.04 | 0.98 | 0.85 | 1.14 | 0.90 |
| Al_2O_3 | 16.94 | 24.41 | 19.89 | 21.48 | 23.58 | 16.46 | 18.52 | 19.14 |
| Fe_2O_3 | 3.13 | 5.07 | 5.22 | 6.84 | 4.39 | 3.28 | 5.31 | 4.86 |
| FeO | 0.91 | 0.69 | 0.55 | 0.41 | 0.90 | 0.64 | 1.04 | 1.08 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.01 |
| MgO | 1.00 | 1.46 | 1.14 | 1.22 | 0.98 | 1.17 | 1.55 | 1.19 |
| CaO | 1.37 | 0.64 | 0.81 | 0.81 | 0.43 | 1.59 | 1.44 | 0.78 |
| Na ₂ O | 2.88 | 1.02 | 1.59 | 1.11 | 0.53 | 3.11 | 2.07 | 0.86 |
| K_2O | 3.15 | 2.68 | 2.97 | 2.03 | 1.79 | 3.16 | 2.58 | 2.06 |
| P_2O_5 | 0.14 | 0.10 | 0.14 | 0.43 | 0.05 | 0.21 | 0.62 | 0.13 |
| ППП | 4.55 | 9.86 | 7.16 | 11.43 | 23.62 | 3.88 | 8.11 | 22.74 |
| Сумма | 99.72 | 99.62 | 100.33 | 100.13 | 99.70 | 100.28 | 100.05 | 99.65 |
| Sc, ppm | 9.4 | 17.9 | 11.6 | 18.0 | 14.5 | 10.5 | 13.9 | 13.4 |
| Cu | 12 | 36 | 26 | 50 | 32 | 21 | 38 | 55 |
| Zn | 51 | 143 | 79 | 129 | 102 | 85 | 101 | 100 |
| Rb | 97.9 | 145.7 | 111.4 | 109.1 | 101.0 | 106.2 | 107.7 | 102.8 |
| Sr | 331 | 192 | 265 | 210 | 126 | 400 | 279 | 141 |
| Y | 20.5 | 25.6 | 27.9 | 27.8 | 21.9 | 19.1 | 24.9 | 48.1 |
| Zr | 68 | 76 | 73 | 99 | 42 | 69 | 109 | 84 |
| Nb | 9.4 | 16.7 | 15.0 | 13.2 | 12.6 | 10.0 | 15.2 | 10.0 |
| Mo | 0.83 | 2.08 | 1.51 | 9.85 | 7.33 | 0.74 | 1.73 | 3.89 |
| Ga | 18.24 | 31.10 | 24.89 | 29.32 | 28.32 | 19.43 | 25.38 | 25.40 |
| Sn | 3.46 | 3.75 | 2.58 | 3.45 | 4.31 | 2.72 | 3.00 | 5.78 |
| Cs | 4.8 | 8.9 | 6.1 | 11.0 | 9.2 | 4.8 | 7.1 | 8.4 |
| Ba | 761 | 700 | 812 | 779 | 564 | 859 | 725 | 520 |
| La | 34.1 | 78.6 | 79.8 | 59.9 | 62.0 | 33.0 | 49.1 | 71.9 |
| Ce | 74 | 145 | 142 | 138 | 102 | 65 | 100 | 140 |
| Pr | 8.35 | 16.33 | 16.22 | 13.36 | 12.94 | 7.77 | 10.90 | 14.88 |
| Nd | 31.4 | 57.6 | 57.1 | 47.5 | 47.1 | 28.4 | 40.4 | 55.9 |
| Sm | 6.12 | 9.90 | 10.11 | 8.59 | 8.12 | 5.30 | 7.78 | 10.08 |
| Eu | 1.43 | 1.88 | 2.06 | 1.75 | 1.56 | 1.29 | 1.66 | 2.20 |
| Gd | 5.24 | 7.82 | 9.22 | 7.15 | 6.39 | 4.57 | 7.10 | 9.66 |
| Tb | 0.74 | 0.98 | 1.24 | 1.01 | 0.84 | 0.66 | 1.00 | 1.40 |
| Dy | 4.01 | 5.66 | 5.33 | 5.81 | 4.46 | 3.75 | 4.69 | 7.77 |
| Но | 0.79 | 1.02 | 0.98 | 1.01 | 0.84 | 0.69 | 0.89 | 1.54 |
| Er | 2.18 | 2.69 | 2.74 | 2.81 | 2.31 | 1.93 | 2.50 | 4.36 |
| Tm | 0.34 | 0.37 | 0.39 | 0.40 | 0.36 | 0.27 | 0.35 | 0.62 |
| Yb | 2.04 | 2.62 | 2.58 | 2.53 | 2.09 | 1.74 | 2.31 | 3.67 |
| Lu | 0.31 | 0.37 | 0.36 | 0.37 | 0.32 | 0.25 | 0.32 | 0.56 |
| Hf | 2.36 | 2.47 | 2.05 | 2.85 | 1.53 | 2.23 | 2.93 | 2.54 |
| Та | 0.81 | 1.11 | 0.88 | 1.00 | 0.91 | 0.80 | 0.96 | 0.79 |
| W | 2.45 | 5.69 | 2.81 | 11.73 | 5.14 | 1.80 | 3.01 | 3.99 |
| Pb | 21.1 | 25.9 | 22.9 | 38.3 | 20.6 | 21.1 | 25.8 | 28.3 |
| Th | 9.00 | 23.77 | 15.53 | 18.53 | 18.20 | 9.15 | 14.30 | 15.17 |
| U | 3.09 | 6.49 | 4.18 | 8.40 | 6.68 | 2.55 | 5.20 | 6.44 |

| Разрез | | С | еверная расч | истка Миши | ихинского оп | орного разре | еза | |
|-------------------------|-------|-------|--------------|------------|--------------|--------------|-------|--------|
| № пробы | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
| SiO ₂ ,wt. % | 57.99 | 52.80 | 42.21 | 59.36 | 34.99 | 62.30 | 64.11 | 68.06 |
| TiO_2 | 0.99 | 1.12 | 0.86 | 0.95 | 0.79 | 0.99 | 0.84 | 0.67 |
| Al_2O_3 | 20.99 | 22.96 | 17.95 | 17.67 | 19.72 | 17.11 | 16.58 | 15.66 |
| Fe_2O_3 | 3.96 | 6.19 | 21.21 | 4.26 | 4.89 | 4.04 | 3.94 | 2.24 |
| FeO | 1.07 | 0.89 | 1.25 | 0.88 | 1.02 | 1.09 | 0.68 | 0.87 |
| MnO | 0.03 | 0.05 | 0.35 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.07 | 0.03 |
| MgO | 1.33 | 1.50 | 1.27 | 0.57 | 0.42 | 1.38 | 1.19 | 0.97 |
| CaO | 0.65 | 0.79 | 0.59 | 0.95 | 0.23 | 1.57 | 1.61 | 1.53 |
| Na ₂ O | 1.41 | 0.91 | 0.81 | 2.37 | 0.35 | 2.91 | 3.03 | 3.19 |
| K_2O | 3.21 | 2.48 | 2.11 | 2.88 | 1.19 | 3.02 | 3.03 | 3.43 |
| P_2O_5 | 0.05 | 0.15 | 0.27 | 0.09 | 0.03 | 0.19 | 0.23 | 0.15 |
| ΠΠΠ | 7.89 | 10.12 | 10.84 | 9.95 | 35.92 | 5.14 | 4.21 | 3.36 |
| Сумма | 99.57 | 99.95 | 99.72 | 99.94 | 99.56 | 99.81 | 99.52 | 100.15 |
| Sc, ppm | 13.6 | 26.5 | 12.4 | 10.0 | 11.7 | 10.8 | 10.8 | 5.5 |
| Cu | 20 | 37 | 22 | 17 | 41 | 14 | 20 | 17 |
| Zn | 84 | 136 | 198 | 62 | 55 | 74 | 100 | 63 |
| Rb | 132.1 | 136.3 | 99.3 | 93.8 | 80.1 | 102.4 | 108.6 | 109.0 |
| Sr | 193 | 188 | 176 | 286 | 77 | 325 | 382 | 377 |
| Y | 18.4 | 22.6 | 49.2 | 19.6 | 28.7 | 22.0 | 20.4 | 15.9 |
| Zr | 60 | 97 | 43 | 78 | 37 | 74 | 72 | 56 |
| Nb | 13.1 | 17.5 | 11.3 | 10.4 | 10.8 | 10.6 | 10.7 | 10.4 |
| Mo | 1.11 | 2.23 | 0.78 | 4.33 | 7.27 | 0.71 | 1.31 | 1.16 |
| Ga | 25.48 | 31.13 | 22.17 | 20.63 | 25.85 | 19.36 | 19.86 | 18.29 |
| Sn | 4.30 | 3.31 | 3.77 | 3.63 | 4.25 | 3.64 | 2.62 | 2.11 |
| Cs | 7.3 | 8.5 | 6.1 | 5.7 | 8.1 | 5.2 | 4.9 | 4.0 |
| Ba | 701 | 695 | 1466 | 723 | 359 | 733 | 869 | 819 |
| La | 60.4 | 80.8 | 68.3 | 44.4 | 58.4 | 33.3 | 34.5 | 28.2 |
| Ce | 116 | 158 | 174 | 77 | 107 | 68 | 71 | 55 |
| Pr | 12.64 | 15.61 | 14.56 | 9.57 | 12.80 | 8.32 | 8.18 | 6.58 |
| Nd | 46.1 | 53.7 | 55.4 | 34.5 | 47.7 | 31.3 | 29.7 | 24.6 |
| Sm | 7.82 | 9.43 | 10.68 | 6.11 | 8.75 | 6.20 | 5.77 | 4.50 |
| Eu | 1.54 | 1.71 | 2.32 | 1.39 | 1.76 | 1.44 | 1.34 | 1.13 |
| Gd | 5.95 | 8.14 | 10.88 | 5.10 | 7.41 | 5.37 | 4.83 | 4.29 |
| Tb | 0.79 | 1.08 | 1.69 | 0.74 | 1.04 | 0.78 | 0.68 | 0.57 |
| Dy | 4.14 | 4.62 | 9.94 | 4.01 | 5.47 | 4.25 | 4.03 | 2.94 |
| Но | 0.76 | 0.85 | 2.04 | 0.77 | 1.09 | 0.83 | 0.72 | 0.59 |
| Er | 2.08 | 2.35 | 5.91 | 2.03 | 3.08 | 2.32 | 2.03 | 1.60 |
| Tm | 0.31 | 0.33 | 0.86 | 0.32 | 0.45 | 0.37 | 0.28 | 0.23 |
| Yb | 1.86 | 2.27 | 5.45 | 1.87 | 2.78 | 2.09 | 1.78 | 1.48 |
| Lu | 0.30 | 0.32 | 0.81 | 0.29 | 0.43 | 0.32 | 0.28 | 0.20 |
| Hf | 2.04 | 2.73 | 1.53 | 2.48 | 1.29 | 2.30 | 2.31 | 1.49 |
| Та | 0.94 | 1.00 | 0.80 | 0.79 | 0.80 | 0.89 | 0.87 | 0.72 |
| W | 2.73 | 3.54 | 2.80 | 3.70 | 4.52 | 1.84 | 2.74 | 1.53 |
| Pb | 23.5 | 34.6 | 21.7 | 19.6 | 20.8 | 19.0 | 17.4 | 19.51 |
| Th | 16.59 | 21.99 | 14.21 | 12.06 | 22.18 | 9.23 | 10.04 | 8.20 |
| U | 4.92 | 6.16 | 3.81 | 3.77 | 7.81 | 3.31 | 2.95 | 2.44 |

Продолжение прил.2

| Разрез | | Се | еверная расч | истка Миши | ихинского ог | юрного разре | за | |
|-------------------------|-------|--------|--------------|------------|--------------|--------------|-------|-------|
| № пробы | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |
| SiO ₂ ,wt. % | 60.40 | 57.54 | 64.16 | 55.66 | 49.05 | 65.57 | 63.14 | 63.13 |
| TiO ₂ | 1.06 | 1.04 | 0.80 | 1.02 | 1.04 | 0.90 | 1.03 | 0.87 |
| Al_2O_3 | 18.07 | 18.57 | 17.17 | 19.54 | 21.95 | 17.12 | 17.17 | 16.42 |
| Fe_2O_3 | 4.77 | 7.12 | 3.77 | 7.19 | 6.17 | 2.55 | 3.35 | 4.32 |
| FeO | 0.67 | 0.56 | 0.49 | 0.61 | 1.14 | 1.14 | 1.05 | 0.95 |
| MnO | 0.04 | 0.11 | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.10 |
| MgO | 1.51 | 1.35 | 1.12 | 1.49 | 1.20 | 1.20 | 1.26 | 1.11 |
| CaO | 1.45 | 1.09 | 1.22 | 0.83 | 0.68 | 1.44 | 1.29 | 1.39 |
| Na ₂ O | 2.52 | 2.28 | 2.50 | 1.54 | 1.01 | 2.89 | 2.85 | 2.95 |
| K_2O | 2.75 | 1.50 | 3.33 | 2.42 | 2.06 | 3.06 | 3.06 | 3.07 |
| P_2O_5 | 0.16 | 0.44 | 0.14 | 0.23 | 0.11 | 0.12 | 0.16 | 0.30 |
| ΠΠΠ | 6.24 | 8.50 | 5.04 | 9.22 | 15.21 | 4.26 | 5.41 | 4.96 |
| Сумма | 99.64 | 100.10 | 99.80 | 99.78 | 99.64 | 100.29 | 99.80 | 99.57 |
| Sc, ppm | 13.9 | 15.2 | 11.0 | 14.7 | 17.5 | 10.9 | 12.2 | 11.7 |
| Cu | 44 | 43 | 22 | 29 | 56 | 26 | 17 | 14 |
| Zn | 126 | 84 | 88 | 149 | 71 | 84 | 25 | 25 |
| Rb | 108.6 | 95.8 | 112.3 | 119.1 | 116.7 | 107.5 | 103.4 | 104.3 |
| Sr | 325 | 219 | 345 | 223 | 168 | 359 | 339 | 356 |
| Y | 21.8 | 25.9 | 20.9 | 26.4 | 42.8 | 18.1 | 21.9 | 23.7 |
| Zr | 87 | 113 | 73 | 89 | 105 | 80 | 94 | 83 |
| Nb | 12.1 | 14.2 | 10.2 | 12.4 | 12.8 | 12.6 | 11.6 | 10.3 |
| Mo | 1.24 | 1.42 | 0.92 | 1.73 | 7.88 | 1.14 | 1.27 | 0.88 |
| Ga | 21.89 | 26.19 | 19.12 | 24.73 | 29.27 | 20.50 | 20.53 | 19.54 |
| Sn | 3.07 | 2.85 | 2.31 | 3.15 | 4.55 | 2.41 | 3.89 | 3.68 |
| Cs | 6.4 | 8.1 | 5.3 | 8.4 | 9.4 | 4.7 | 5.5 | 4.6 |
| Ba | 789 | 660 | 885 | 655 | 525 | 824 | 758 | 789 |
| La | 38.3 | 50.4 | 38.8 | 54.4 | 63.1 | 35.1 | 37.4 | 36.9 |
| Ce | 79 | 105 | 80 | 113 | 119 | 68 | 77 | 84 |
| Pr | 9.42 | 11.13 | 8.97 | 12.30 | 15.99 | 8.04 | 9.27 | 9.36 |
| Nd | 34.8 | 40.2 | 32.1 | 43.5 | 61.0 | 29.8 | 35.5 | 35.5 |
| Sm | 6.82 | 7.62 | 6.04 | 7.95 | 13.13 | 5.58 | 6.74 | 7.08 |
| Eu | 1.48 | 1.54 | 1.39 | 1.67 | 2.88 | 1.22 | 1.52 | 1.60 |
| Gd | 5.71 | 6.98 | 5.08 | 6.64 | 11.68 | 4.95 | 5.67 | 5.92 |
| Tb | 0.74 | 0.98 | 0.69 | 0.92 | 1.78 | 0.67 | 0.78 | 0.86 |
| Dy | 4.53 | 4.76 | 4.09 | 5.23 | 9.89 | 3.30 | 4.30 | 4.69 |
| Но | 0.80 | 0.92 | 0.74 | 0.95 | 1.86 | 0.65 | 0.83 | 0.92 |
| Er | 2.14 | 2.52 | 2.06 | 2.64 | 5.06 | 1.76 | 2.39 | 2.52 |
| Tm | 0.32 | 0.37 | 0.29 | 0.38 | 0.76 | 0.26 | 0.37 | 0.40 |
| Yb | 1.99 | 2.38 | 1.94 | 2.26 | 4.62 | 1.70 | 2.15 | 2.40 |
| Lu | 0.30 | 0.33 | 0.26 | 0.34 | 0.70 | 0.24 | 0.35 | 0.36 |
| Hf | 2.54 | 3.08 | 2.23 | 2.71 | 2.96 | 2.23 | 2.75 | 2.59 |
| Та | 0.92 | 0.95 | 0.77 | 0.92 | 1.01 | 0.92 | 0.96 | 0.80 |
| W | 2.16 | 3.73 | 2.77 | 4.57 | 6.24 | 1.67 | 1.89 | 2.16 |
| Pb | 20.6 | 31.9 | 20.9 | 27.4 | 30.9 | 20.4 | 20.0 | 21.4 |
| Th | 13.62 | 16.47 | 10.98 | 15.91 | 19.45 | 10.64 | 11.11 | 8.69 |
| U | 4.13 | 4.52 | 3.55 | 4.99 | 8.47 | 2.66 | 3.55 | 3.51 |

| Разрез | | C | еверная расч | истка Миши | ихинского ог | юрного разре | еза | |
|-------------------------|--------|-------|--------------|------------|--------------|--------------|-------|-------|
| № пробы | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 49 |
| SiO ₂ ,wt. % | 53.22 | 62.97 | 66.90 | 52.71 | 60.68 | 65.45 | 65.01 | 59.49 |
| TiO ₂ | 1.03 | 0.98 | 0.80 | 1.11 | 1.10 | 0.83 | 0.74 | 1.02 |
| Al_2O_3 | 22.06 | 17.76 | 16.98 | 24.06 | 18.99 | 17.37 | 17.36 | 18.49 |
| Fe_2O_3 | 6.12 | 3.43 | 2.09 | 3.98 | 3.38 | 3.28 | 3.12 | 4.56 |
| FeO | 0.90 | 0.86 | 0.75 | 0.85 | 0.87 | 0.52 | 0.73 | 0.78 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 1.12 | 1.10 | 0.87 | 1.28 | 1.38 | 1.04 | 1.14 | 1.34 |
| CaO | 0.75 | 1.18 | 1.25 | 0.74 | 1.11 | 1.23 | 0.97 | 1.44 |
| Na ₂ O | 0.96 | 2.52 | 2.77 | 1.17 | 2.42 | 2.66 | 2.00 | 1.98 |
| K_2O | 1.88 | 3.08 | 3.50 | 2.40 | 2.87 | 3.17 | 3.51 | 2.60 |
| P_2O_5 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.35 |
| ΠΠΠ | 11.92 | 5.62 | 4.09 | 11.18 | 6.65 | 4.70 | 5.13 | 7.48 |
| Сумма | 100.04 | 99.61 | 100.09 | 99.62 | 99.59 | 100.39 | 99.87 | 99.56 |
| Sc, ppm | 16.1 | 12.5 | 10.8 | 16.4 | 13.4 | 11.2 | 9.3 | 14.9 |
| Cu | 39 | 20 | 14 | 28 | 21 | 21 | 25 | 19 |
| Zn | 93 | 25 | 25 | 80 | 48 | 101 | 95 | 19 |
| Rb | 86.1 | 108.1 | 112.4 | 139.2 | 109.9 | 113.7 | 128.3 | 96.2 |
| Sr | 174 | 327 | 380 | 200 | 298 | 348 | 307 | 284 |
| Y | 28.0 | 26.3 | 21.8 | 30.2 | 26.2 | 18.4 | 21.5 | 31.7 |
| Zr | 103 | 86 | 87 | 81 | 98 | 70 | 71 | 104 |
| Nb | 14.9 | 11.3 | 10.6 | 14.7 | 12.3 | 10.4 | 12.5 | 11.9 |
| Mo | 3.47 | 0.80 | 0.88 | 3.69 | 1.50 | 1.46 | 0.80 | 0.83 |
| Ga | 29.47 | 21.31 | 18.99 | 31.22 | 23.88 | 19.47 | 21.90 | 23.80 |
| Sn | 3.00 | 3.91 | 3.61 | 4.87 | 4.27 | 2.49 | 2.11 | 4.12 |
| Cs | 9.0 | 5.9 | 4.6 | 9.4 | 6.9 | 5.3 | 5.3 | 6.7 |
| Ba | 495 | 783 | 894 | 612 | 715 | 859 | 884 | 700 |
| La | 57.5 | 48.7 | 40.2 | 70.4 | 50.5 | 37.2 | 59.5 | 58.7 |
| Ce | 128 | 97 | 76 | 120 | 111 | 76 | 104 | 113 |
| Pr | 11.42 | 11.85 | 9.10 | 14.38 | 12.04 | 8.53 | 11.69 | 13.12 |
| Nd | 40.8 | 44.0 | 34.3 | 51.4 | 45.6 | 30.8 | 41.4 | 50.7 |
| Sm | 7.64 | 8.36 | 6.43 | 9.16 | 8.24 | 5.56 | 7.50 | 9.58 |
| Eu | 1.54 | 1.79 | 1.50 | 1.92 | 1.77 | 1.24 | 1.55 | 2.04 |
| Gd | 7.29 | 6.93 | 5.34 | 7.88 | 6.63 | 4.56 | 6.60 | 8.03 |
| Tb | 1.00 | 0.98 | 0.75 | 1.09 | 0.91 | 0.64 | 0.90 | 1.13 |
| Dy | 4.82 | 5.17 | 4.08 | 5.92 | 5.01 | 3.71 | 4.01 | 6.06 |
| Ho | 0.93 | 1.01 | 0.78 | 1.13 | 0.97 | 0.67 | 0.76 | 1.17 |
| Er | 2.70 | 2.74 | 2.21 | 3.07 | 2.75 | 1.93 | 2.11 | 3.12 |
| Tm | 0.39 | 0.42 | 0.34 | 0.46 | 0.40 | 0.25 | 0.29 | 0.48 |
| Yb | 2.63 | 2.58 | 1.98 | 2.74 | 2.46 | 1.64 | 2.02 | 2.86 |
| Lu | 0.37 | 0.38 | 0.31 | 0.42 | 0.38 | 0.25 | 0.27 | 0.42 |
| Hf | 2.81 | 2.80 | 2.63 | 2.67 | 2.94 | 2.18 | 2.04 | 3.19 |
| Та | 0.99 | 0.91 | 0.92 | 1.07 | 0.98 | 0.81 | 0.76 | 0.92 |
| W | 4.83 | 3.03 | 1.89 | 6.38 | 3.56 | 4.14 | 2.31 | 4.45 |
| Pb | 37.1 | 21.8 | 19.0 | 26.0 | 21.1 | 17.3 | 26.9 | 21.8 |
| Th | 21.42 | 11.94 | 10.19 | 23.02 | 13.20 | 10.72 | 12.62 | 13.26 |
| U | 7.10 | 4.34 | 3.41 | 6.51 | 4.37 | 3.34 | 3.64 | 5.26 |

Продолжение прил. 2

| Разрез | | Ce | еверная рас | чистка Мишихинского опорного разреза |
|-------------------------|-------|--------|-------------|--------------------------------------|
| № пробы | 50 | 51 | 52 | |
| SiO ₂ ,wt. % | 53.93 | 69.66 | 62.23 | |
| TiO ₂ | 0.99 | 0.61 | 0.85 | |
| Al_2O_3 | 22.26 | 15.25 | 19.04 | |
| Fe_2O_3 | 5.81 | 2.70 | 3.58 | |
| FeO | 0.87 | 0.67 | 0.71 | |
| MnO | 0.02 | 0.02 | 0.02 | |
| MgO | 1.37 | 0.62 | 1.06 | |
| CaO | 0.93 | 1.01 | 1.23 | |
| Na ₂ O | 0.81 | 2.19 | 2.05 | |
| K_2O | 2.01 | 4.10 | 2.93 | |
| P_2O_5 | 0.18 | 0.06 | 0.23 | |
| ППП | 10.67 | 3.33 | 6.45 | |
| Сумма | 99.85 | 100.22 | 100.38 | |
| Sc, ppm | 14.1 | 4.9 | 12.2 | |
| Cu | 21 | 15 | 28 | |
| Zn | 54 | 57 | 74 | |
| Rb | 98.0 | 130.0 | 111.3 | |
| Sr | 175 | 361 | 304 | |
| Y | 30.1 | 9.3 | 24.1 | |
| Zr | 74 | 64 | 88 | |
| Nb | 12.6 | 9.3 | 13.0 | |
| Mo | 1.35 | 0.93 | 1.81 | |
| Ga | 28.34 | 16.54 | 24.46 | |
| Sn | 4.48 | 1.62 | 2.61 | |
| Cs | 8.8 | 3.9 | 6.3 | |
| Ba | 545 | 1013 | 777 | |
| La | 70.6 | 21.6 | 53.2 | |
| Ce | 126 | 36 | 105 | |
| Pr | 14.77 | 4.44 | 11.86 | |
| Nd | 53.1 | 16.0 | 42.5 | |
| Sm | 9.36 | 2.91 | 8.10 | |
| Eu | 1.92 | 0.74 | 1.69 | |
| Gd | 7.96 | 2.60 | 7.27 | |
| Tb | 1.10 | 0.34 | 1.02 | |
| Dy | 5.90 | 1.70 | 5.92 | |
| Но | 1.12 | 0.38 | 0.89 | |
| Er | 3.14 | 0.99 | 2.49 | |
| Tm | 0.46 | 0.15 | 0.34 | |
| Yb | 2.78 | 1.04 | 2.33 | |
| Lu | 0.42 | 0.13 | 0.33 | |
| Hf — | 2.24 | 1.75 | 2.47 | |
| Та | 0.91 | 0.62 | 0.82 | |
| W | 9.79 | 1.27 | 3.70 | |
| Pb | 21.1 | 23.36 | 24.07 | |
| Th | 17.68 | 9.64 | 13.72 | |
| U | 4.91 | 2.43 | 5.30 | |

Приложение 3

Спорово-пыльцевые спектры из дочетвертичных отложений южной расчистки

| Состав спор и пыльцы | Обр. | Обр. | Обр. | Обр. | Обр. |
|---|------|------|------|------|------|
| | Ю-21 | Ю-20 | Ю-16 | Ю-12 | Ю-10 |
| Палинозона | | Ι | | II | III |
| Всего пыльцы древесной растительности, % | 91.3 | 94.8 | 84.5 | 84.6 | 88.6 |
| Всего пыльцы травянистой растительности, % | 3.1 | 2.2 | | | |
| Всего спор, % | 5.6 | 3.0 | 15.5 | 15.4 | 11.4 |
| Всего зерен (шт.) | 231 | 226 | 232 | 232 | 185 |
| Всего пыльцы хвойных растений, % | 20.8 | 15.9 | 19.4 | 41.8 | 5.4 |
| Podocarpus aff. dacrydioides Rich. | | 0.9 | | | |
| P. insignis (Naum) Bolch. | | | 0.4 | | |
| Podocarpus sp. | | | 1.3 | | |
| Tsuga Tsuga canadensis (L.) Carr. | | | 1.7 | 5.6 | 0.5 |
| T. crispa (ignicula (R. Pot.) Anan.) Zakl. | 1.3 | | | 4.7 | 1.6 |
| T. acicularis Kupt. | | | 0.9 | 2.6 | |
| Keteleeria microreticulata Anan. | | | | 1.3 | |
| Picea sect. Eupicea в т. ч. | 1.3 | 2.2 | 3.0 | 6.9 | 1.6 |
| Picea sect. Omorica в т. ч. | | | | 3.0 | |
| Pinus s/g Haploxylon | 0.9 | 0.9 | | | |
| Pinus sect. Cembra | | | | 3.4 | |
| P. cembraeformis Zakl. | | 2.6 | 4.3 | | |
| Pinus sect. Strobus | | | | 1.7 | 1.1 |
| Pinus sect. Mirabilis | | | | 0.4 | |
| Pinus s/g Diploxylon | 0.4 | | 2.1 | | |
| Ginkgo sp. | 1.7 | | 0.9 | 1.3 | |
| Sequoia sempervirens Engl. | 4.4 | 3.5 | 0.9 | 2.1 | |
| Taxodiaceae | 3.9 | 3.6 | 3.9 | 5.9 | 0.5 |
| Cryptomeria japonica Erdt. | | 0.9 | | | |
| Sciadopites serrata R. Pot. | 1.7 | 1.3 | | 0.8 | |
| Cycadopites follicularis Wilson et Werster. | 1.3 | | | 2.1 | |
| Larix daurica Turcs. | 0.9 | | | | |
| Ephedra fusiformis Shakhm. | 1.7 | | | | |
| Всего пыльцы лиственных растений | 70.5 | 78.9 | 65.1 | 42.8 | 83.2 |
| Betulaepollenites betuloides (Pf.) Nagy. | 2.2 | | 1.7 | 1.7 | 4.3 |
| Betula aff. nigra L. | | 0.9 | | | |
| Alnus sp. | 1.3 | 1.8 | 3.0 | 6.8 | 1.6 |
| Corylus colifornica L. | | | 1.3 | | 2.2 |

Мишихинского разреза

| Carpinus duinensiformis Pan. | | 1.8 | | | |
|-------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| C. aff. perfectus Pan. | | | 5.2 | | |
| C. granulatus Manyk | | | | 1.8 | 5.9 |
| Carpinus sp. | 0.9 | | | | |
| Humulus lupulus L. | | | 0.6 | 1.7 | 1.1 |
| Sabal turgaica Bolot. | 1.3 | | | | |
| Acer sp. | 0.4 | 0.4 | | | 0.5 |
| Sabal turgaica Boitz. | | 0.9 | | | |
| Milfordia incerta (Th. Et Pf.) Kr. | | 1.0 | 0.5 | 0.4 | |
| Myrica aff. pseudogranulata Gladk. | | 1.8 | | | |
| M. rabra Romanov. | | | | | 3.2 |
| Myrica sp. | 0.8 | 1.3 | 1.8 | | |
| Moraceae | | 0.9 | 0.5 | | |
| Vitis sp. | | 1.8 | | | |
| Momipitis punctatus (R. Pot.) Nagy. | 3.6 | 1.8 | 4.4 | 2.2 | 4.9 |
| Comptonia aborigena Glad. | 3.2 | 3.5 | 2.4 | | |
| Ulmus americana L. | | | | 2.2 | |
| U. glabra Wolf. | 1.8 | | 1.0 | 0.4 | |
| Celtis sp. | | | 0.5 | | |
| Planera aff. hirbitica Simps | 4.8 | 3.0 | 1.7 | | |
| P. mullensis Simps. | | | | | 3.8 |
| Ulmoideipites planeraeformis Anders | 3.1 | | | | |
| Ulmus inaequaliarcuata Trav. | 1.3 | 2.2 | 3.0 | | |
| U. americana L. | | | | | 9.2 |
| Zelkova sp. | 0.9 | 2.2 | | 0.4 | 5.4 |
| Fagus silvatica L. | | 4.4 | 1.9 | | |
| F. parvifossilis Trav. | 2.2 | 3.9 | | | |
| F. jandonica Bolot. | | 4.9 | | | |
| F. tenella Pan. | | | | | 2.2 |
| Fagus sp. | 0.9 | 0.4 | | 0.4 | 1.1 |
| Quercus sibirica Pan. | | | 0.5 | | |
| Q. dentatiformis Pan. | | | | | 2.7 |
| Q. ovalis Pan. | 3.6 | 3.1 | 3.0 | 2.1 | |
| Q. minor Moench. | | | | 0.4 | |
| Q. williamsonia Trav. | 2.2 | 1.3 | | 0.4 | |
| Q. aff. gracilis Boitz. | | | 0.5 | | |
| Q. aff. granulatus Manyk. | | | 7.3 | | |
| Q. mongolica Max | | | | 0.8 | |
| Q. castaneifolia C. A. | | | | | 3.8 |
| Q. porrectus Pan. | 1.3 | | | | |
|--|-----|-----|-----|-----|------|
| Quercus. sp. | | 1.8 | | | |
| Tilia aff. caucasica Kupr. | | | 0.5 | 0.8 | 1.1 |
| Castanopsis crenataeformis Sanig. | 1.7 | 0.9 | | 0.4 | |
| Castanea vachrameevii Bolot. | 1.3 | | 1.5 | 0.4 | |
| Castanea sp. | | 3.1 | | | 0.5 |
| Cyclocarya cycloptera (Schr.) Jljinsk. | 0.4 | | | | |
| Platicaryapollenites aff. irregularis W. Kr. | | 0.4 | | | |
| Platycarya fraxinifolia (Lam.) Spach. | | 2.6 | | | |
| Juglans jondonica Bolot. | 4.2 | | 3.4 | 3.0 | |
| J. polyporata Vojc. | | 1.3 | | 3.4 | 4.9 |
| J. sieboldianiformis Vojc. | | 1.3 | | | |
| J. orbiculata Bolot. | | 1.3 | | | |
| J. sibirica Vojc. | | 1.8 | | | 10.2 |
| Pterocarya stenopteroides Vosc. | 1.8 | | | 3.0 | 3.8 |
| P. fraxinifolia (lum.) Sphcn. | 3.1 | 3.5 | 1.8 | 0.8 | |
| Cyclocarya cycloptera (Schl.) Jliisk. | | 1.3 | 1.0 | | |
| Carya ordinaria Pan. | | | 0.5 | | |
| C. grandipollina Bolot. | | | | 5.1 | 3.8 |
| C. alba K. Koch. | | | 1.0 | | 3.8 |
| C. bella Bolot. | | | | | 1.2 |
| C. spackmania Trav. | 2.6 | 8.4 | 5.6 | | |
| Engelgardtia spicata Blum. | | | 1.8 | | 0.5 |
| E. quieta (R. Pot.) Elsik | 4.8 | 0.4 | | | |
| Hamamelis scotica Simpson | | 1.3 | | | |
| Parthenosissus sp. | | 0.9 | | | |
| Corylopsis mtchedlishviliae Lubm. | | | 0.5 | | |
| Fothergilla gracilis Lubom. | 0.4 | | | | |
| Liquidambar brandonensis Trav. | | | 2.2 | 0.4 | 0.5 |
| Platanus sp. | | 0.9 | | | |
| Ilex aff. aquifolium L. | | | | | 0.5 |
| Sterculia sp. | 3.1 | 1.7 | | 1.3 | |
| Magnolia delicate Lubm. | | | 4.7 | | |
| M. denudatoides Lubm. | | | 0.5 | | |
| M. aff. obovatiformis Lubm. | | | | 1.7 | |
| Magnolia sp. | 3.1 | 0.9 | 1.3 | | |
| Salix sp. | 1.8 | | | 0.8 | 0.5 |
| Triporopollenites rubustus Ptl | 0.4 | 1.3 | | | |
| Triatriopollenites plicatus Pfl. | 2.2 | 0.9 | | | |

| Triporopollenites sp. | 1.8 | | | | |
|------------------------------------|-----|-----|------|------|------|
| Всего пыльцы травянистых растений | 3.1 | 2.2 | | | |
| Ericaceae | 0.4 | | | | |
| Chenopodiaceae | | 0.9 | | | |
| Polygonum persicarya L. | 2.3 | 1.3 | | | |
| Diervilla sp. | 0.4 | | | | |
| Всего спор | 5.6 | 3.0 | 15.5 | 15.4 | 11.4 |
| Glechenia laeta Bolch. | 1.7 | 0.4 | | | |
| Cibotium sp. | 0.4 | | | | |
| Matoniasporites | | | 0.9 | | |
| Leiotriletes miocaenicus Nagy. | | | 3.0 | | |
| Cyathea sp. | | | 1.3 | | |
| Coniopteris sp. | | 0.9 | | | |
| Polypodiaceae | 1.7 | | 9.0 | 6.4 | 5.9 |
| Lycopodiaceae | | 0.4 | 0.9 | 4.2 | 1.1 |
| Riccia sp. | | | | 1.7 | |
| Hypolepidaceae | | 0.9 | | | |
| Osmunda sp. | 0.9 | | 0.4 | 1.7 | 0.6 |
| Selaginella sibirica (Milde) Hier. | | 0.4 | | | |
| Cyatheaceae sp. | | | | | 1.1 |
| Sphagnum sp. | 0.9 | | | 1.3 | 2.7 |

Приложение 4

Спорово-пыльцевые спектры из дочетвертичных отложений северной расчистки

| Состав спор | Обр. |
|--------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| и пыльцы | 3 | 2 | 52 | 10 | 49 | 46 | 41 | 24 | 15 | 11 |
| Палинозона | | | Ι | | | | II | | Ι | Π |
| Всего пыльцы | 92.6 | 92.8 | 88.9 | 89.3 | 86.7 | 93.1 | 81.6 | 90.9 | 86.4 | 77.6 |
| древесной | | | | | | | | | | |
| растительности, % | | | | | | | | | | |
| Всего пыльцы | 1.5 | 1.3 | 0 | 2.4 | 1.9 | | 0.5 | 0.2 | 5.3 | 3.1 |
| травянистой | | | | | | | | | | |
| растительности, % | | | | | | | | | | |
| Всего спор, % | 5.9 | 5.9 | 11.1 | 7.2 | 11.4 | 6.9 | 17.9 | 6.5 | 8.3 | 19.3 |
| Всего зерен (шт.) | 203 | 237 | 208 | 210 | 211 | 248 | 212 | 232 | 170 | 228 |
| Всего пыльцы | 13.8 | 24.1 | 34.1 | 42.2 | 39.8 | 43.5 | 32.1 | 42.2 | 23.5 | 24.5 |
| хвойных растений, | | | | | | | | | | |
| % | | | | | | | | | | |
| Cedrus parvisaccata | | | | | | 0.4 | | | | |
| Sauer | | | | | | | | | | |
| Tsuga sp. | 0.6 | 0.4 | 4.8 | 12.3 | 9.1 | 12.0 | 4.8 | 16.0 | 5.4 | 7.5 |
| Keteleeria | | | 3.4 | 1.4 | 0.9 | 2.8 | 0.9 | | | |
| microreticulata Anan. | | | | | | | | | | |
| Picea sect. Eupicea в т. | | 1.4 | 3.0 | 4.4 | 2.4 | 10.0 | 4.2 | 5.2 | 5.2 | 2.2 |
| Ч | | | | | | | | | | |
| Picea sect. Omorica в | | | | 1.2 | 2.4 | 2.4 | 2.4 | 1.7 | | 1.2 |
| т. ч. | | | | | | | | | | |
| Picea sp. | | | | 3.2 | | | | | | |
| Pinus s/g Haploxylon | 2.5 | 0.8 | 6.7 | 4.7 | 2.8 | | | 6.0 | 4.1 | 3.2 |
| Pinus sect. Cembra | | | | | 3.7 | 5.6 | 2.8 | | | |
| Pinus. gigantea Anan. | | | | | | | 0.5 | | | |
| Pinus sect. Strobus | | | | | | | | | 1.2 | 1.3 |
| Pinus. Strobiformis. | | | | 2.8 | | 1.9 | 0.9 | | | |
| minutus Zakl. | | | | | | | | | | |
| Pinus sect. Mirabilis | | | | 1.9 | | | 2.4 | 1.3 | | 0.8 |
| Pinus s/g Diploxylon | | | | | | | 1.4 | 3.9 | | |
| Pinus sect. Banksia | | | | | | | 0.5 | | | |
| Pinus cristata Pan. | | 0.4 | | | | | | | | |
| Pinus thunbergii Parl. | | | | 1.4 | | | | | | |

Мишихинского разреза

| Ginkgo sp. 0.8 0.8 0.5 0.5 Sequoia sempervirens 3.9 5.2 3.0 2.4 4.3 1.2 0.5 1 Engl. 1 2.4 4.3 1.2 0.5 1 1 Taxodiaceae 5.9 8.0 5.4 2.8 7.1 4.0 8.0 3.0 7.6 7.0 Larix sp. 1 0.5 0.5 1.3 1.3 1.3 1.3 Sparganium sp. 1 1.6 1.4 1.3 1.3 1.3 Sciadopitys sp. 0.9 6.3 1.9 1.4 1.4 1.3 Podocarpus sp. 0.8 4.0 3.7 3.3 1 1 Dacrydium sp. 0.5 0.5 1.4 1.9 1 1 1 Bearo num un 78.8 68.7 54.8 47.1 46.9 49.6 49.5 48.7 62.9 53.1 | Abies sp. | | | | | | 1.6 | 0.5 | 1.7 | | |
|--|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Sequoia sempervirens 3.9 5.2 3.0 2.4 4.3 1.2 0.5 Engl. Taxodiaceae 5.9 8.0 5.4 2.8 7.1 4.0 8.0 3.0 7.6 7.0 Larix sp. Image: Constraint of the second s | Ginkgo sp. | | 0.8 | | | | | 0.5 | | | |
| Engl. Image: Constraint of the structure of t | Sequoia sempervirens | 3.9 | 5.2 | 3.0 | 2.4 | 4.3 | 1.2 | 0.5 | | | |
| Taxodiaceae 5.9 8.0 5.4 2.8 7.1 4.0 8.0 3.0 7.6 7.0 Larix sp. 0.5 0.5 0.5 0.5 1.3 Sparganium sp. 1.6 1.4 1.3 1.3 Sciadopitys sp. 0.9 6.3 1.9 1.4 1.4 1.3 Podocarpus sp. 0.8 4.0 3.7 3.3 1.4 1.4 1.4 Dacrydium sp. 0.5 0.5 1.4 1.9 1.4 1.4 1.4 Dacrydium sp. 0.5 0.5 1.4 1.9 1.4 1.4 1.9 1.4 | Engl. | | | | | | | | | | |
| Larix sp. 0.5 0.5 1.3 Sparganium sp. 1.6 1.4 1.3 Sciadopitys sp. 0.9 6.3 1.9 1.4 Podocarpus sp. 0.8 4.0 3.7 3.3 Cupressaceae 1.4 1.9 1.9 1.4 Dacrydium sp. 0.5 0.5 1.4 1.9 | Taxodiaceae | 5.9 | 8.0 | 5.4 | 2.8 | 7.1 | 4.0 | 8.0 | 3.0 | 7.6 | 7.0 |
| Sparganium sp. 1.6 1.4 1.3 Sciadopitys sp. 0.9 6.3 1.9 1.4 1.3 Podocarpus sp. 0.8 4.0 3.7 3.3 1.4 1.4 Cupressaceae 1.4 1.9 1.9 1.4 1.9 1.4 Dacrydium sp. 0.5 1.4 1.9 1.4 1.9 1.4 | Larix sp. | | | | | 0.5 | | 0.5 | | | 1.3 |
| Sciadopitys sp. 0.9 6.3 1.9 1.4 Image: Constraint of the state of th | Sparganium sp. | | | | | | 1.6 | 1.4 | 1.3 | | |
| Podocarpus sp. 0.8 4.0 3.7 3.3 Cupressaceae 1.4 1.9 Dacrydium sp. 0.5 | Sciadopitys sp. | 0.9 | 6.3 | 1.9 | | 1.4 | | | | | |
| Cupressaceae 1.4 1.9 Dacrydium sp. 0.5 Beero multi uu 78.8 68.7 54.8 47.1 46.9 49.6 49.5 48.7 63.9 | Podocarpus sp. | | 0.8 | 4.0 | 3.7 | 3.3 | | | | | |
| Dacrydium sp. 0.5 46.0 40.6 40.5 52.1 Beero mutu mu 78.8 68.7 54.8 47.1 46.0 40.6 40.5 48.7 62.0 53.1 | Cupressaceae | | | 1.4 | | 1.9 | | | | | |
| Reproductive 1788 687 548 471 460 406 405 487 620 521 | Dacrydium sp. | | | 0.5 | | | | | | | |
| БССГО ПБИЛБЦБИ /0.0 00./ 34.0 47.1 40.7 47.0 49.3 40./ 02.9 33.1 | Всего пыльцы | 78.8 | 68.7 | 54.8 | 47.1 | 46.9 | 49.6 | 49.5 | 48.7 | 62.9 | 53.1 |
| лиственных | лиственных | | | | | | | | | | |
| растений | растений | | | | | | | | | | |
| Betula sp. 1.8 4.9 1.9 3.8 2.4 2.4 2.8 3.4 3.5 2.6 | Betula sp. | 1.8 | 4.9 | 1.9 | 3.8 | 2.4 | 2.4 | 2.8 | 3.4 | 3.5 | 2.6 |
| Alnus 5.4 4.6 3.8 2.9 2.8 4.4 1.9 2.2 2.4 4.5 | Alnus | 5.4 | 4.6 | 3.8 | 2.9 | 2.8 | 4.4 | 1.9 | 2.2 | 2.4 | 4.5 |
| Corylus colifornica L. 1.2 0.9 1.8 1.3 | Corylus colifornica L. | | | | | | 1.2 | 0.9 | | 1.8 | 1.3 |
| Carpinus sp. 3.4 1.3 0.5 1.9 1.9 3.2 2.8 1.7 3.5 1.7 | Carpinus sp. | 3.4 | 1.3 | 0.5 | 1.9 | 1.9 | 3.2 | 2.8 | 1.7 | 3.5 | 1.7 |
| Comptonia sp. 0.9 6.8 2.0 4.3 0.9 | Comptonia sp. | 0.9 | 6.8 | 2.0 | 4.3 | 0.9 | | | | | |
| Humulus sp. 1.3 0.9 | Humulus sp. | | 1.3 | | 0.9 | | | | | | |
| Acer sp. 0.5 0.4 | Acer sp. | | | | | | | 0.5 | 0.4 | | |
| Symplocos jacsonia 0.5 | Symplocos jacsonia | | | | | | | 0.5 | | | |
| Trav. | Trav. | | | | | | | | | | |
| Myrica sp. 8.9 3.4 2.4 2.8 0.9 1.2 3.3 5.2 4.1 3.1 | Myrica sp. | 8.9 | 3.4 | 2.4 | 2.8 | 0.9 | 1.2 | 3.3 | 5.2 | 4.1 | 3.1 |
| Moraceae 5.5 0.4 1.5 0.4 | Moraceae | 5.5 | 0.4 | 1.5 | | | 0.4 | | | | |
| Rhus sp. 0.4 | Rhus sp. | | | | | | 0.4 | | | | |
| Momipitis punctatus 1.4 4.4 6.1 0.8 2.4 1.8 | Momipitis punctatus | | | | | 1.4 | 4.4 | 6.1 | 0.8 | 2.4 | 1.8 |
| (R. Pot.) Nagy. | (R. Pot.) Nagy. | | | | | | | | | | |
| Planera sp. 0.4 2.4 1.2 0.5 1.7 2.4 2.2 | Planera sp. | | 0.4 | | 2.4 | | 1.2 | 0.5 | 1.7 | 2.4 | 2.2 |
| Ulmus sp. 2.5 3.8 1.4 1.9 4.0 3.9 3.0 5.9 3.1 | Ulmus sp. | 2.5 | 3.8 | | 1.4 | 1.9 | 4.0 | 3.9 | 3.0 | 5.9 | 3.1 |
| Celtis sp. 1.8 4.3 | Celtis sp. | 1.8 | | 4.3 | | | | | | | |
| Ulmoideipites 4.4 2.9 2.0 | Ulmoideipites | 4.4 | 2.9 | 2.0 | | | | | | | |
| planeraeformis Anders. | planeraeformis Anders. | | | | | | | | | | |
| Zelkova sp. 2.0 1.3 0.5 0.5 2.8 3.3 1.3 2.4 2.2 | Zelkova sp. | 2.0 | 1.3 | 0.5 | 0.5 | | 2.8 | 3.3 | 1.3 | 2.4 | 2.2 |
| Fagus sp. 2.4 2.3 2.3 0.4 3.3 2.2 1.8 3.9 | Fagus sp. | | 2.4 | | 2.3 | 2.3 | 0.4 | 3.3 | 2.2 | 1.8 | 3.9 |
| Quercus sp. 3.9 2.1 1.5 1.4 2.7 4.4 3.7 6.4 5.6 6.1 | Quercus sp. | 3.9 | 2.1 | 1.5 | 1.4 | 2.7 | 4.4 | 3.7 | 6.4 | 5.6 | 6.1 |
| Tilia aff. caucasica 0.4 0.4 | Tilia aff. caucasica | | 0.4 | | | | | | 0.4 | | |
| Kupr. | Kupr. | | | | | | | | | | |
| Castanopsis 0.9 1.2 1.4 0.4 | Castanopsis | 0.9 | 1.2 | | | 1.4 | 0.4 | | | | |

| crenataeformis Sanig | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|
| Castanea sp. | | 1.7 | | | | | 0.5 | 1.7 | 1.2 | 2.2 |
| Juglans sp. | 7.4 | 3.4 | 8.7 | 6.7 | 4.9 | 4.8 | 4.2 | 4.7 | 8.2 | 4.7 |
| Pterocarya sp. | 7.2 | 2.5 | 5.3 | 2.8 | 2.9 | 0.8 | 1.4 | 5.6 | 2.9 | 1.8 |
| Carya sp. | 9.2 | 5.9 | 9.3 | 5.7 | 9.5 | 10.4 | 7.0 | 3.2 | 11.8 | 7.4 |
| Cyclocarya sp. | 0.5 | 0.8 | | 1.1 | 2.3 | | | | | |
| Liquidambar sp. | 0.5 | 0.8 | 0.5 | 2.8 | 3.6 | | | | | |
| Engelhardtia quieta (R. | | | | 1.4 | 1.9 | | | | | |
| Pot.) Elsik. | | | | | | | | | | |
| Engelgardtia sp. | | 4.6 | | | | | | 2.2 | 1.2 | 2.6 |
| Sterculia sp. | 0.5 | 0.4 | | | | | 1.4 | | | |
| Magnolia sp. | 0.5 | 1.7 | | 0.5 | | 0.8 | 1.4 | | 0.6 | 0.4 |
| Triporopollenites | 5.5 | 2.1 | | | 2.8 | | | | | |
| rubustus Pfl. | | | | | | | | | | |
| Salix sp. | | 1.3 | | | 0.5 | | | 2.2 | 1.2 | 1.3 |
| Hamamelis scotica | | 0.4 | | | | | | | | |
| Simps | | | | | | | | | | |
| Corylopsis sp. | 1.9 | 0.4 | 1.5 | 0.5 | | | | | | |
| Palmae | 2.5 | 1.7 | 1.9 | | | | | | | |
| Nyssa sp. | 14.0 | | | | | | | | | |
| Sabal turgaica Boitz. | | | 0.5 | | | | | | | |
| Ilex fimedia Th. et Pfl. | 0.5 | | | | | | | | | |
| Reevesiapollis sp. | 0.9 | | 0.5 | | | | | | | |
| Tricolporopollenites | | | 3.4 | | | | | | | |
| sp. | | | | | | | | | | |
| Trudopolis pompeckji | | | 2.0 | | | | | | | |
| (R. Pot.) Lubm. | | | | | | | | | | |
| Vitis sp. | | 1.7 | | | | | | | | |
| Milfordia sp. | 0.5 | 2.1 | | | | | | | | |
| Всего пыльцы | 1.5 | 1.3 | | | 2.4 | 1.9 | 0.5 | 2.6 | 5.3 | 3.1 |
| травянистых | | | | | | | | | | |
| растений | | | | | | | | | | |
| Ericaceae | 0.0 | 0.8 | | 2.4 | 1.4 | | | 0.9 | | |
| Onograceae | 1.0 | 0.5 | | | 0.5 | | 0.5 | | | 0.4 |
| Chenopodiaceae | | | | | | | | 0.8 | 0.6 | |
| Polygonum persicarya | | | | | | | | 0.9 | 2.9 | 1.4 |
| L. | | | | | | | | | | |
| Poaceae | | | | | | | | | 1.8 | 1.3 |
| Tiphaceae | 0.5 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |

| Всего спор | 5.9 | 5.9 | 11.1 | 7.2 | 11.4 | 6.9 | 17.9 | 6.5 | 8.3 | 19.3 |
|-------------------------|-----|-----|------|-----|------|-----|------|-----|-----|------|
| Glechenia laeta Bolch. | | | | | | | 1.9 | | | |
| Leiotriletes | | | | | | | 2.8 | | 1.8 | 3.0 |
| miocaenicus Nagy. | | | | | | | | | | |
| Cyathea sp. | | | | | | | 0.9 | | | 0.8 |
| Polypodiaceae | 1.5 | 3.5 | 6.7 | 5.2 | 6.6 | 6.5 | 6.6 | 5.3 | 5.9 | 9.6 |
| Lycopodiaceae | 1.4 | 0.4 | 2.9 | 0.5 | 0.5 | | 1.4 | 0.8 | | |
| Riccia sp. | | | | 0.5 | | | 2.8 | | | |
| Osmunda sp. | | 0.8 | 0.5 | 0.5 | | | | | | 1.2 |
| Schagnum sp. | | | | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 1.4 | | 0.6 | 0.8 |
| Bryales | | | | | | | | | | 3.9 |
| Coniopteris sp. | | 0.8 | | | 0.5 | | | | | |
| Selaginella sp. | | | | | 0.5 | | | | | |
| Sporites aff. durabilis | 0.5 | 0.4 | | | 2.8 | | | | | |
| (D-Hrebn.) Kul. | | | | | | | | | | |
| Ophioglossum lineare | | | | 0.5 | | | | | | |
| (Kr.) Lubm. | | | | | | | | | | |
| Pteridaceae | 0.9 | | | | | | | | | |
| S. regium Drozh. | 2.5 | | 1.0 | | | | | | | |