



**Геология  
алмазоносных  
отложений  
верхнего  
палеозоя  
Тунгусской  
синеклизы**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ВЫПУСК 646

---

ГЕОЛОГИЯ  
АЛМАЗОНОСНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ВЕРХНЕГО  
ПАЛЕОЗОЯ  
ТУНГУССКОЙ  
СИНЕКЛИЗЫ

Ответственный редактор  
чл.-кор. АН СССР Н.В. Соболев



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1986

Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы / Акульшина Е.П., Бетехтина О.А., Вашенко Е.М. и др. - Новосибирск: Наука, 1986.

На примере Якутской алмазоносной провинции рассматриваются геологические условия образования терригенных коллекторов россыпей в верхнем палеозое. Дана уточненная стратиграфия отложений этого уровня, проведена корреляция осадочных толщ по геохимическим параметрам глинистого вещества, детально представлены минералогия и петрография осадочных пород, показана стадийность формирования коллекторов - от разрушения материнских пород до переноса материала и его захоронения. Подробно охарактеризованы конкретные факторы (состав, климат, фациальные обстановки, тектоника), определяющие благоприятные условия образования россыпей.

Монография рассчитана на геологов, интересующихся вопросами литологии, геологии россыпей, терригенной минералогии.

Рецензенты Р.С. Родин, Ю.К. Советов

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Верхнепалеозойские алмазоносные отложения Тунгусской синеклизы имеют многолетнюю историю исследования. Большой вклад в их изучение внесли коллективы ПГО "Якутскгеология" (И.Я. Богатых, М.Н. Васильева, Л.Н. Зимин, Г.Г. Камьшева, В.М. Мирнский, А.А. Панкратов, В.А. Потуроев, В.И. Тараненко, Л.Н. Толстых, Ю.И. Хабардин), ВостСибНИИГГиМСа (А.Е. Бессолицын, Е.М. Ващенко, Г.Х. Файнштейн), Института земной коры СО АН СССР (М.М. Одинцова, С.Ф. Павлов), Института геологии ЯФ СО АН СССР (Ф.Ф. Брахфогель, В.В. Ковальский), Института геологии и геофизики СО АН СССР (Е.П. Акульшина, О.А. Бетехтина, Н.В. Соболев), ЦНИГРИ (З.В. Осипова, И.Б. Рубенчик, Б.И. Прокопчук, А.Д. Харьков), ВСЕГЕИ (Н.Г. Вербицкая, Н.П. Ильюхина, В.А. Липатова) и многие другие. Были установлены основные особенности состава и строения отложений верхнего палеозоя, выявлены закономерности распределения в них различных полезных ископаемых.

В предлагаемой монографии вопросы стратиграфии, минералогии, палеогеографии и других геологических проблем рассматриваются с позиций определения условий формирования осадочных коллекторов алмазов и минералов-спутников. Этот специфический подход базируется, с одной стороны, на материалах детальных и всесторонних исследований разрезов и скважин, которые изучались всем комплексом палеонтологических, петрографических, минералогических и геохимических методов, а с другой — на теоретических предпосылках, включающих последовательный стадийный анализ формирования коллекторов, начиная от источников материала, кор выветривания и кончая седиментационными обстановками. Районы проведенных работ показаны на рис. 1.

Особенностью монографии, кроме того, является широкое использование методов, которые для данных отложений до последнего времени не применялись. К их числу относятся использование морфологических признаков двустворчатых моллюсков, а также химико-структурных параметров глинистого вещества для детальной корреляции и палеогеографических реконструкций, применение микроструктурного анализа поверхностей обломочных минералов для палеогеографических построений, комплексный подход с учетом всех геологических показателей для оценки коллекторских свойств изученных пород. Как представляется авторам, указанные методические приемы позволили более полно решить поставленную задачу — выявить основные закономерности формирования коллекторов алмазов и минералов-спутников.

Часть материалов и отдельные выводы авторов уже были опубликованы. Так, в работе "Позднепалеозойский литогенез алмазоносных районов Якутии", изданной в 1963 г., приведены данные по составу и строению глинистого вещества. При написании книги этот материал существенно переработан и дополнен. В равной мере это относится и к выводам, основные положения которых остались прежними, но сделан ряд уточнений.





Рис. 1. Обзорная схема районов исследований.  
 I - Айхальский; II - Олгуйдахский; III - Мало-Ботубинский.

Значительные трудности возникли при обобщении данных по флоре и фауне, так как выявились расхождения в трактовке возраста ряда свит и корреляции разрезов по макромерным остаткам, палинологическим комплексам и двустворчатым моллюскам. Поэтому краткие сведения по фауне приведены в главе "Стратиграфия", а более подробные материалы с описанием новых таксонов изложены в специальном приложении.

В сборе и обработке использованных в монографии материалов приняли участие сотрудники ВостСибНИИГТИМСа и лаборатории литологии ИГиГ им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР: Г.Ф. Дорганов, Л.А. Дорошенко, М.А. Жаворонкова, Л.Н. Макарова, Е.Е. Сигитова, Ю.Д. Урумов и Г.И. Урумова. Всем товарищам авторы приносят свою благодарность.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Своеобразие состава и строения терригенных пород верхнего палеозоя, а также способ извлечения образцов обусловили применение кроме обычных геологических (описание и отбор образцов в кернах скважины), литологических (шлифы, изучение минералов легких и тяжелых фракций и т.д.), физико-химических и других методов ряда методик как по диагностике пород, минералов и элементов их строения, так и по обобщению материалов.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Операцией, предшествующей изучению гранулометрического состава, является процесс дезинтеграции породы — избавление ее от аутигенного цемента. Таковым чаще всего выступает карбонатное (кальцитовое) вещество, количество которого существенно колеблется.

Бескарбонатной считалась терригенная порода с содержанием карбонатов до 1%, слабокарбонатной — 1–10%, карбонатной — 10–25% и сильнокарбонатной — 25–50%. Отмученные навески рассеивались на стандартном наборе сит. Результаты гранулометрического анализа обрабатывались по методикам, изложенным в специальных руководствах по петрографии осадочных пород /Методы изучения..., 1957; Рухин, 1969; и др./. По результатам анализов определялись средний размер ( $M_d$ ) зерен и коэффициент сортировки ( $S_o$ ) по Траску. Данные изучения гранулометрического состава приведены в таблицах и на треугольной диаграмме. Очень хорошо сортированной считается порода при  $S_o$  до 1,18, хорошо сортированной при  $S_o = 1,18-1,58$ , среднесортированной при  $S_o = 1,58-2,12$ , плохо сортированной при  $S_o = 2,12-2,83$  и очень плохо сортированной при  $S_o$  более 2,83 /Методы изучения..., 1957; Справочное руководство..., 1958/. Из песчано-алевритовой размерности пород выделялись легкая и тяжелая фракции, которые затем изучались в иммерсионных препаратах. По отношению в легкой фракции устойчивых минералов (кварц, кремни) к неустойчивым (полевые шпаты, слюды, обломки эффузивных и осадочных пород) определялся коэффициент мономинеральности ( $K_m$ ), предложенный В.П. Казариновым /Выветривание..., 1969/. По отношению в тяжелой фракции устойчивых, промежуточных и неустойчивых к химическому выветриванию аллотигенных минералов вычислялся коэффициент устойчивости ( $K_u$ ) по Г.С. Момджи, согласно которому наивысшие значения  $K_u$  (+2 и более) соответствуют горизонтам, образовавшимся при размыве верхней зоны коры выветривания каолинитового профиля /Момджи, 1960/. Значения  $K_m$  и  $K_u$  даются в виде кривых при литологических колонках.

Критерии использования данных гранулометрического анализа песчано-

алевроитовых пород для выявления их генезиса и палеодинамических условий среды осадконакопления подробно рассматривались во многих советских и зарубежных литологических работах /Рухин, 1947; Биккенин, Рожков, 1982; Вишер, 1974; Шванов, 1969; Passega, 1957/. С этой целью применялись генетические диаграммы, в которых комбинировались различным образом статистические параметры весового и количественного ситового анализа. Критическая разбраковка построений показала, что лишь немногие из них дают удовлетворительные результаты для современных осадков /Биккенин, Рожков, 1982/. Так, на диаграмме Л.Б. Рухина /1947/ достоверно выделяется лишь поле речных осадков, другие поля, по материалам разных исследователей, имеют существенные перекрытия или несовпадения /Биккенин, Рожков, 1982/. В речных осадках, определяемых по этой диаграмме, средний размер крупной фракции не должен превышать размер мелкой фракции более, чем в 10 раз, т.е. они относятся к хорошо сортированным средне-мелкозернистым пескам. Для русловых отложений рек характерны плохо и среднесортированные гравийно-песчано-алевроитовые смеси /Шанцер, 1951/.

Применение диаграммы Р. Пассеги /1957/ для современных отложений дало удовлетворительные результаты; выделенные поля вполне соответствуют реальным осадкам. А.В. Смирнов и Г.М. Яриков /1969/ усложнили диаграмму Р. Пассеги введением оси аппликат, по которой ими откладывался коэффициент Траска. При оконтуривании большого числа точек на плоскости получились характерные фигуры, позволяющие различать морские, пляжевые и речные пески. Существенный недостаток диаграммы заключается в перекрытении выделенных полей при коэффициентах сортировки от 1 до 2. Но несмотря на это, в совокупности с другими диаграммами она может быть полезна для различных речных и морских (озерных) осадков.

С целью уточнения полученных данных по генетической диаграмме Р. Пассеги нами был применен разработанный Г.С. Вишером /1974/ метод диагностики терригенных образований: данные гранулометрического анализа наносятся на график с вероятностной логарифмической шкалой, кумулятивные кривые, отражающие структуру осадка, различаются между собой в зависимости от типа процесса осадконакопления и его динамики; они распадаются на три отрезка, соответствующие переносу осадка определенным способом - трактации, сальтацией и в суспензии. Использование этой методики приобретает большое значение в закрытых районах, где отсутствуют коренные обнажения, и тогда исследование гранулометрического состава по керновому материалу позволяет диагностировать фациальную принадлежность рыхлых и слабоцементированных континентальных отложений.

Дополнительно использовался график зависимости асимметрии от сортировки, предложенный Дж. Фридманом /Friedman, 1967/ и дающий возможность отличать речные пески от пляжевых (озерных и морских).

Для изучения генезиса песчано-алевроитовых отложений Алаakit-Мархинского и Мало-Ботубинского районов было выполнено 150 детальных гранулометрических анализов на наборе сит с шагом прогрессии  $\sqrt[10]{10} = 1,25$ . Отобранные пробы равномерно распределены по площади и полностью характеризуют основные разности песков. Для частиц меньше 0,05 мм проводилось отмучивание в дистиллированной воде на три фракции: 0,05-0,01; 0,01-0,002 и меньше 0,002 мм.

Затем для каждой пробы строилась кумулятивная кривая и вычислялись гранулометрические коэффициенты способом квартилей в соответствии с методикой, приведенной у Л.Б. Рухина /1947/. Степень сортировки проанализированных проб оценивалась по коэффициенту Траска, величина которого характеризует при значениях от 1,0 до 1,58 хорошо отсортированные, от 1,58 до

2,12 среднеотсортированные и свыше 2,12 плохо отсортированные осадки /Справочное руководство..., 1958/. Тип распределения осадков определялся по гистограмме и коэффициенту асимметрии.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Минералогический состав обломочных пород изучался разными методами. Описанием под микроскопом в шлифах определялись процентное содержание породообразующих компонентов в породе, размер обломочного материала, степень сортировки и окатанности, что позволяло установить минералогический и гранулометрический состав отложений. Для названий песчано-алевритовых пород использовалась классификация А.Г. Коссовской /1962/, согласно которой выделены три семейства – кварцевые, аркозовые и граувакковые породы.

Тяжелая фракция обломочных отложений, помимо литологических проб, изучалась в шлихах. В расчет принимались аллотигенная и аутигенная группы минералов (отдельно). Сумма минералов первой группы принималась за 100% и от нее вычислялось процентное содержание каждого минерала в отдельности. Количество аутигенных минералов определялось исходя из общего содержания тяжелой фракции. Результаты шлихоминералогических анализов обрабатывались на ЭВМ ЕС 10–20 по программе, разработанной в ВостСибНИИГТИМСе. Помимо процентного содержания каждого минерала, определялись суммы устойчивых, промежуточных и неустойчивых компонентов и вычислялся коэффициент устойчивости. Все тяжелые кластогенные минералы по частоте встречаемости подразделены на 4 группы: постоянно встречающиеся ( $K_v = 1,0-0,76$ ), часто встречающиеся ( $K_v = 0,75-0,51$ ), редко встречающиеся ( $K_v = 0,50-0,26$ ) и очень редко встречающиеся ( $K_v$  менее 0,25). Для характеристики минералогических ассоциаций пород использовались минералы постоянно встречающиеся (среднее содержание более 10%).

Большое внимание уделялось изучению микроструктур поверхности обломочных зерен в скайирующем микроскопе. В связи с тем, что этот метод еще находится в стадии разработки, подробнее остановимся на вопросах его применения.

На протяжении последних двух десятилетий литологи исследуют микроморфологию поверхности кластических минералов с целью диагностики среды их образования. Для этого использовались многочисленные методы световой микроскопии, различные типы электронных микроскопов. Впервые применили трансмиссионный электронный микроскоп для расшифровки седиментационной истории песчаных зерен кварца Дж. Портер /Porter, 1962/ и М. Бидерман /Biederman, 1962/. В дальнейшем, благодаря работам Д. Кринсли /Krinsley, Donahue, 1968a, b; Krinsley, Doornkamp, 1973/, С. Марголиса /Margolis, 1968a, b; Margolis, Krinsley, 1971/, Дж. Дурнкампа /Doornkamp, Krinsley, 1971/, Т. Такахашаи /Krinsley, Takahashi, 1962/, Р. Рекса /Pex, Margolis, 1969/, Л. Рибальта /Ribault, 1977/ и других, была детально изучена совокупность микроструктур поверхности кварцевых зерен из современных и древних обстановок осадконакопления. При этом зафиксированы значимые отличия в наборах микроструктур следующих обстановок: источника кластического материала (интрузивные и эффузивные породы), диагенетической, гляциальной, субаквальной, гляциально-субаквальной, эоловой, высокой химической энергии (выветривание). Некоторые исследователи считают, что существуют характерные особен-



ности поверхности кварца и для речных осадков /Mycielska-Dowgiallo, Krzywoblocka-Laurow, 1974/. Характерные особенности поверхности кварца удалось воспроизвести экспериментально, подтвердив таким образом реальность использования определенных микроструктур для установления среды их формирования /Kaldi e.a., 1978; Margolis, 1968a, b/.

Сложность изготовления реплик с кварцевых зерен препятствовала широкому изучению поверхности песчаных зерен с помощью трансмиссионного электронного микроскопа. Применение сканирующего электронного микроскопа и связанное с этим упрощение подготовки образцов позволили изучать одновременно большое количество образцов, устанавливать взаимоотношения между формой (степенью окатанности) зерен, ориентировкой микроструктур почти на всей площади поверхности и степенью их развития на различных сторонах зерна /Margolis, 1968b; Stieglitz, 1969/.

Методика изучения поверхности минеральных зерен для установления среды осадконакопления отработывалась на кварце. Этот минерал почти повсеместно распространен в кластических и хемогенных породах и имеет высокую твердость в сравнении с другими часто встречающимися минералами, а также обладает относительно высокой химической стойкостью в процессах выветривания и диагенеза и наблюдается во всех существующих обстановках среды осадконакопления (см. табл. 1, 2).

Распространенность микроструктур, обусловленных химической и механической абразией, зависит от размеров зерен. Д. Кринсли показал, что на зернах кварца размером меньше 200 мкм отсутствуют структуры механической обработки /Krinzley, Doornkamp, 1973/. С. Марголис изучал кварцевые зерна размером от 0,25 до 4 мм и выявил четкую зависимость между размерами зерен и количественным распространением микроструктур различных типов: с увеличением размера зерен (1-4 мм) увеличивается количество механических особенностей, а при уменьшении (0,25-1 мм) преобладают химические особенности при прочих равных условиях /Margolis, 1968a, b/.

Слюды и полевые шпаты в осадочных породах имеют преимущественно химические особенности, связанные с их хорошо развитой спайностью и по этому в качестве индикаторов условий среды осадконакопления малоинформативные.

Из минералов тяжелой фракции представляют интерес аллотипенные, достаточно часто встречающиеся минералы: циркон, турмалин, рутил, гранат, дистен. Нижний предел механической абразии тяжелых минералов зависит от их плотности и составляет для циркона, рутила (минералы с плотностью 4-5 г/см<sup>3</sup>) 0,5-0,7 мм, для апатита, турмалина, пироксена, амфиболов - 0,12-0,15 мм /Шехомский, Карстенс, 1982/. Поверхности тяжелых минералов значительно отличаются между собой. Микроструктуры, продуцированные при химическом воздействии на зерна, зависят в большинстве случаев от сингонии минералов и таких свойств, как спайность и отдельность, т.е. имеют кристаллографический контроль. Считается, что гранаты, эпидот, ставролит, кианит, роговая обманка обнаруживают особенности, вызванные преимущественно химической абразией, а для циркона, рутила, турмалина, апатита характерно преобладание механических микроструктур /Morton, 1979; Selov, Karrovitch, 1972/. Микроструктуры пиропов, обусловленные процессами выветривания, детально описаны в ряде работ В.П. Афанасьева с соавторами /1980, 1982/. Исследование поверхности устойчивых тяжелых минералов (циркон, турмалин и др.) может быть полезно в качестве дополнительного критерия при реконструкциях палеосреды, проводимой по зернам кварца. Однако при этом следует учитывать, что большинство поверхностных микрострук-

тур этих минералов, возможно, результат предыдущей фазы седиментации /Morton, 1979/.

С. Дж. Кульвер /Culver e.a., 1983/ провел эксперимент по валидности критериев выделения микроструктур: пяти исследователям было предложено для определения по пять кварцевых зерен из восьми известных современных обстановок осадконакопления. При работе ими использовались различные наборы микроструктур, распространение которых на зерна фиксировалось в количественном отношении. Все исследователи правильно установили принадлежность кварца каждой из обстановок, для чего потребовалось всего 32 микроструктуры. Авторы эксперимента попытались с помощью канонического вариативного анализа выявить наиболее специфичные типы поверхности кварца из изученных ими седиментационных обстановок. Анализ показал, что более двадцати структур являются диагностичными, т.е. не существует главных единичных микроструктур, по которым можно было бы диагностировать какую-либо данную обстановку (табл. 1).

Для изучения микроповерхности кварца под ЭСМ по данным разных авторов требуется от 5 до 50 зерен, в большинстве же случаев считается достаточным изучение 15-20. Их отбирают из наиболее массовой гранулометрической фракции в интервале сит с ячейкой 0,25-2,0 мм для современных осадков и 1,0-4,0 мм - для древних. Выбор интервалов обусловлен преимущественным распространением химически обусловленных микроструктур за нижней границей. Отбор зерен ведется под бинокулярной лупой из предварительно подготовленной пробы. Подготовка заключается в удалении цемента и поверхностных пленок на кварце, а также в удалении при расसेве мелких фракций (подробнее см. /Методы изучения..., 1957/). Для большей эффективности применения ЭСМ необходимо разделить выделенные кварцевые зерна группы по окраске, степени окатанности и матировке поверхности, так как эти характеристики могут быть обусловлены различием в источнике осадка. Далее следует определить количественное соотношение между группами, с этой целью просматривают около 300 зерен /Георгиев, 1982/.

Отобранные зерна крепятся к шашке любым клеящим составом, лучше нитролаком, и затем напыляются слоем золота в 100 Å по стандартной методике /Методы..., 1969/.

Изучение микроморфологии поверхности зерен начинается с предварительного осмотра при увеличениях 100-500, при этом определяется примерная степень развития структур химической и механической абразий, выбираются участки для более детального морфометрического анализа. Большинство микроструктур наблюдается при увеличениях от 1000 до 10 000, причем разные увеличения важны для разных особенностей. Увеличение свыше 20 000 дает возможность наблюдать сетку дефектов в виде ультрамикротрещин, распределенных по статистическому закону на среднем расстоянии 0,5 мкм и менее /Ребиндер, 1958/ и поэтому непригодных для целей наших исследований. Степень площадного распространения микроструктур регистрируют в 1 мкм<sup>2</sup> поверхности и по их совокупности определяют генетическую принадлежность зерна /Setlov, Karpovitch, 1972/. Остановившись подробнее на генетической интерпретации поверхностных характеристик кварца, следует указать, что для применяемых принципов безразлична сама природа окружающей обстановки, из которой взято зерно, поэтому используемая классификация микроструктур является морфологической (табл. 2).

Среда источника кластического кварца. Большая часть кварца поступает в терригенные осадки при разрушении гранитов и гранитоиднейсов, его поверхность формируется при этом агентами физического и химического вывет-

Таблица 1

Типы микроструктур поверхности кварцевых зерен (по С. Дж. Кульверу /Culver e. a., 1983/, с изменениями и дополнениями)

Индекс по С. Дж. Кульверу /Culver e. a., 1983/	Используемый индекс	Тип микроструктуры
A	KP	Крупные раковистые изломы
B	MP	Мелкие раковистые изломы
C	KT	Крупные трещиноватые блоки
D	MT	Мелкие трещиноватые блоки
E	AC	Арковидные ступени
F	НБ	Неориентированные бороздки
G	ОБ	Ориентированные бороздки
H	СС	Субпараллельные ступени
I	НД	Неориентированные V-депрессии
J	МГ	Меандрирующие гребни
K	БУ	Блюдцеобразные углубления
L	ЧП	Чешуйчатые пластины
M	МБ	Микроблоки (химического или механического генезиса)
N	ОЧ	Окатанные частицы
O	ПЧ	Полуокатанные частицы
P	ПУ	Полуугловатые частицы
Q	УЧ	Угловатые частицы
R	ОП	Ограниченная поверхность
S	КЧ	Кливажные чешуи
T	КП	Кристаллические пластины химического генезиса
U	ОГ	Острые гребни
V	ОД	Ориентированные V-депрессии, сформированные при химическом растворении кварца
X	РП	Растворение - переотложение аморфного или криптокристаллического кремнезема
Y	ИР	Растворение - отложение кремнезема с образованием идиоморфной поверхности
Z	ЯР	Овальные депрессии и ямки растворения
ВВ	ТР	Трещины химического или механического генезиса
СС	ЗР	Звездчатое растрескивание
DD	НР	Низкий рельеф поверхности
EE	СР	Средний рельеф поверхности
FF	ВР	Высокий рельеф поверхности

ривания. Можно выделить два набора микроструктур на зернах, связанных с преобладающим действием одного из типов выветривания. В первом случае преобладают такие особенности, как крупные и мелкие раковистые изломы, крупные и мелкие трещиноватые блоки, меандрирующие гребни; на угловатых зернах встречаются все типы рельефов от низкого до высокого. При химическом выветривании к этим особенностям присоединяются структуры растворения - переотложения криптокристаллического кремнезема, неправильной фор-

Таблица 2

Распространенность типов микроструктур в диагностируемых средах

Среда	Индексы типов микроструктур
Источник кластического кварца	КР, МР, КТ, МТ, ЧП, НР, СР, ВР, ПС
Источник кластического кварца + флювиогляциальная	КР, МР, КТ, МТ, ЧП, НР, СР, ВР, ЧЧ, ПЧ
Гляциальная	НБ, КР, МР, КТ, МТ, ВР, АС, ОГ, УЧ
Флювиогляциальная	УЧ, ПУ, СР, ВР
Гляциально-субаквальная	НБ, КР, МР, КТ, МТ
Субаквальная с низкой волновой энергией	НБ, НД, ПЧ, ПУ, ЧП
Субаквальная со средней волновой энергией	НБ, НД, ОД, МГ, ЧП
Субаквальная с высокой волновой энергией	НБ, НД, ОД, ОЧ, МГ
Турбидитные отложения в морской субаквальной	ОД, КР, МР, КТ, МТ, АС, ПУ, НР, СР, ВР
Эоловая - дюны тропических пустынь	МГ, АС, ОБ, БУ, НР, СР, ЧП, ОЧ
Эоловая - прибрежно-морские дюны	МГ, АС, ОБ, БУ, НР, СР, ЧП, НД, ОЧ, ОД, ПЧ
Диagenетическая	ОД, ЯР, ТР, НР, РП, ЧП, КП
Диagenетическая на контакте с карбонатами	НБ, МБ, КП, РП, ЯР, ТР, МБ
Высокоэнергетическая химическая	НР, ТР, ЯР, РП

мы ямки растворения или понижения. Визуально наблюдается матированная поверхность.

Наложение флювиогляциальной деятельности на поверхность зерен из среды источника увеличивает степень окатанности до полуугловатой - полуокатанной, уменьшает относительное количество крупных трещиноватых блоков, ориентированных бороздок и желобков, субпараллельных ступеней и вызывает появление микроблоков /Kransley, Doornkamp, 1973; Culver e.a., 1983/.

Гляциальная среда. Механически сформированные структуры этой обстановки идентичны таким же структурам из предыдущей. Разница заключается в сильной степени вариации размеров раковистого излома в результате разнонаправленных механических движений и степени их интенсивности при воздействии на осадок. Следует отметить преобладание высокого рельефа на зернах, широкое развитие арковидных и субпараллельных ступеней, чешуйчатых пластин растворения - переотложения кремнезема. Большинство из описанных микроструктур было получено в эксперименте со смесью льда и кварца, за-



ключенных во вращающемся цилиндре /Krinsley, Takahashi, 1962/. Процессы выветривания и диагенеза затушевывают первичные ледниковые особенности, острые края зерен округляются, рельеф сглаживается, исчезают мелкие элементы раковистого излома, чешуйчатые и субпараллельные пластины изменяют форму в процессе растворения – переотложения кремнезема. Степень этих преобразований зависит от условий агрессивности химической среды, в которой находились зерна. Древние тиллиты, частично сохранившие первоначальные микроструктуры, обнаружены в каменноугольных отложениях юга Австрии, Антарктиды и Африки. Их сохранность объясняется консервацией поверхности песчаных зерен частицами глинистого цемента, а также защитным действием железистой "рубашки" на зернах кварца /Hamilton, Krinsley, 1967/.

Флювиогляциальная среда. Для обстановок этой среды отмечает-ся много общих микроструктур с двумя предыдущими. Отличия состоят в сглаженности мелких элементов раковистого излома при увеличениях 1500–15000, в отсутствии неориентированных тонких бороздок и желобков, меандрирующих гребней, микроблоков и трещин ледникового происхождения /Culver e.a., 1983/.

Ледниково-субаквальная среда. Распознавание зерен, находившихся вначале в ледниковой обстановке и переотложенных затем в литоральную морскую, основывается на возможности определения гляциальных микроструктур при слабой до средней степени субаквальной абразии и быстром захоронении зерна.

Субаквальная среда. К обстановкам, диагностируемых в этой среде, относятся литоральная и шельфовая зоны моря, приливно-отливные полосы крупных пресноводных озер с интенсивной динамикой, крупных рек с быстрым течением (типа Колорадо) и турбидиты. Наиболее диагностичная особенность – V-образные депрессии, возникающие при механических соударениях зерен. Наблюдаются они при увеличениях 1000–5000, их линейные размеры, глубина и плотность на  $1 \text{ мкм}^2$  зависят от силы волновой энергии. В высокоэнергетической среде соударения зерен ведут к появлению слабо искривленных разноориентированных желобков, количество которых составляет несколько штук на  $500 \text{ мкм}^2$ . Длина их колеблется от 1 до 25 мкм, ширина и глубина не превышают соответственно 0,4 и 0,5 мкм. К такому желобку часто присоединяется одной стороной V-депрессия размером от 0,5 до 5 мкм. Детальные характеристики внутренней структуры депрессий отражают дефекты кристаллической решетки кварцевого зерна /Krinsley, Doornkamp, 1973/. Для низкоэнергетической литорали характерны ориентированные V-депрессии химического происхождения с очень широкой вариацией в размерах – от долей микрона до одного миллиметра. По количеству химических и механических V-депрессий на единицу поверхности различаются низко- и высокоэнергетические морские среды /Krinsley, Donahye, 1968a/.

Попытка Д. Кринсли и Т. Такахаши /Krinsley, Takahashi, 1962/ получить химически травленные V-депрессии на дробленном до песчаной размерности бразильском кварце не увенчалась успехом. После двухлетнего нахождения кварца в цилиндре с морской водой на нем не было обнаружено существенных преобразований микроструктур. С. Марголицу /Margolis, 1968a, b/ удалось продуцировать ориентированные V-формные ямки травления на кварце воздействием 15%-ного раствора фтористо-водородной кислоты и затем 20%-ного раствора гидроокиси натрия. В высококонцентрированных растворах щелочей и кислот ориентированных V-депрессий не возникало, их заменяли ямки травления неправильной формы и другие особенности, характерные для диагенетической среды. Изучение V-депрессий показало, что обра-

зуются они только на призматических поверхностях кварца и имеют апикальный угол  $38-45^\circ$ , а базальный  $65-70^\circ$ .

К другим широко распространенным структурам описываемой среды относятся средняя окатанность зерен, элементы крупного раковистого излома, крупные трещиноватые блоки; отмечаются редко расположенные чешуйчатые пластины, структура растворения – переотложения аморфного (криптокристаллического) кремнезема, понижения, связанные с растворением, иногда слабая матировка поверхности. Рельеф поверхности низкий до среднего.

Для турбидитов, благодаря высокой степени механической абразии, вызывающей дробление зерен кварца, отмечаются высокий рельеф, высокая дифференциация в размерах раковистого излома и трещиноватых блоков, субпараллельные и арковидные ступени. Эти особенности, накладывающиеся на структуры нормально-морской среды, позволяют уверенно диагностировать обстановку /Георгиев, 1982; Krinsley, McCoy, 1977; Claudine, 1980/.

Эоловая среда. По наличию специфических особенностей поверхности различаются два типа эоловых осадков – дюны тропических пустынь (жаркая эоловая обстановка) и прибрежно-морские дюны (умеренно теплая эоловая обстановка). К общим микроструктурам относятся меандрирующие хребты на границах мелких трещиноватых блоков, отличающиеся от своих ледниковых аналогов меньшими размерами (до 15 мкм), однообразием и – в противоположность литоральным – более искривленной формой и большей высотой, а также сходными очертаниями. Реже встречаются арковидные ступени, звездчатое растрескивание, связанное, вероятно, с коррозионным растрескиванием /Резбиндер, 1958/. Часты блюдцеобразные, углубления, рельеф преимущественно низкий до среднего.

Наиболее характерной особенностью эолового воздействия на зерна кварца является массовое развитие чешуйчатых структур при механической воздушной абразии параллельно к  $r(10\bar{1}1)$  и  $z(0\bar{1}\bar{1}1)$  /Kaldi e. a., 1978/. На эти структуры накладывается процесс растворения – переотложение аморфного (криптокристаллического) кремнезема. Последствие действия этих факторов – округление зерен до полу- и хорошо окатанных /Margolis, Krinsley, 1971/. Существует непрерывная градация последствий воздействия растворения – переотложения кремнезема в зависимости от климатических условий. Наибольшая степень округления отмечается на зернах из жарких пустынь; в полярных областях эоловая округленность зависит от скорости ветра, продолжительности процесса и размеров зерен, поэтому здесь наблюдается значительная градация в степени окатанности даже для крупных песчаных зерен. Рельеф может меняться в пределах одного зерна от угловато-окатанного до окатанного.

Небольшие зерна из пород среды источника (менее 200 мкм), обладающие типичным для нее набором микроструктур, при попадании в эоловую среду не испытывают сальтации, а переносятся в аэрозоли и имеют вследствие этого худшую окатанность, чем крупные зерна. Для них характерны обволакивающие первоначальные структуры слои кремнезема и отсутствие блюдцеобразных понижений.

На мелких зернах из жарких пустынь иногда встречаются поверхностные трещины до 50 мкм в длину неправильной формы /Krinsley, Doornkamp, 1973/. Зерна из прибрежных дюн отличаются присутствием химических и механических V-депрессий, отсутствием острых гребней, большим развитием ямок растворения, меньшей степенью окатанности, чем для зерен из пустынной эоловой обстановки.

Диagenетическая среда. Микроструктуры этой среды обусловлены химическими преобразованиями на стадиях диа- и эпигенеза и вторичны по от-

ношению к вышеописанным структурам переноса и отложения песчаного материала. Основным процессом, определяющим разнообразие поверхностных особенностей, является растворение – переотложение кремнезема, интенсивность которого зависит от химизма поровых вод /Margolis, 1968a /. Наиболее характерны два типа структур: низкий рельеф с волнистыми, часто ветвящимися углублениями и чешуйчатые пластины, замещающие первичную поверхность зерна. Чешуйчатые пластины отличаются от таковых из других сред большим разнообразием по размерам и форме.

На контактах кварцевых зерен с известковым цементом в кластических породах и с карбонатным веществом в хемогенно-осадочных возникает довольно специфический набор микроструктур, связанный с корродирующим действием кальцита. Он представлен четырьмя типами поверхностей: кристаллическими, ямчатыми, связанными с отпечатками кальцитовой матрицы, бороздами растворения под давлением при движении зерна под действием растущего цемента и трещинами растрескивания /Krinley, Donahye, 1968b/.

В некоторых работах показывается, что зерна кальцита меньше 0,5 мкм не оставляют следов на зернах кварца, и процесс растворения последнего происходит на заключительной стадии диагенеза, после развития кристаллической кальцитовой матрицы, с ростом температуры и давления при  $pH > 9$ , когда кварц растворим более, чем кальцит /Wolfe, 1967; и др./.

Высокоэнергетические химические среды. Под этими обстановками подразумеваются среды кор выветривания в условиях жаркого гумидного климата, где зерна находятся в микрообстановке с высоким содержанием свободного глинозема, а также субаквальная среда тропических областей, связанная с периодическим осушением в условиях приливно-отливной полосы, и осадки засоленных бассейнов.

Химическое выветривание вызывает в первом случае появление крайне изменчивых по форме ямок растворения, часто с приподнятыми краями, петьчатными отростками и структур растворения – переотложения кремнезема. Наблюдаются также структуры химического травления вдоль ослабленных плоскостей и при последующем механическом разрушении зерен – раковистые изломы с тонким расслоением субпараллельных пластин. Характерно выравнивание поверхностей, дающее низкий рельеф с пологими понижениями, иногда наблюдаются химически продуцированные  $V_2$ -образные депрессии, но со значительно большей плотностью на единицу поверхности и большим разнообразием по форме при близких размерах, чем это наблюдается для субаквальной среды. Хорошо диагностируется эта среда по наличию шелушащихся и отслаивающихся пластин, отсутствующих во всех других обстановках /Krinley, Doornkamp, 1973; Георгиев, 1982/.

## СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Геохимическая информативность или геохимические связи в глинистом веществе определяются процессами химического разрушения первичных магматических ассоциаций в условиях земной поверхности. В осадочных породах, являющихся продуктами в основном механического разрушения магматических и других образований областей денудации (аркозы, граувакки и т.д.), и в разрушающихся породах сохраняется сходный тип ассоциаций элементов. Глинистое вещество, бокситы и другие образования – продукты химического выветривания пород областей денудации – характеризуются принципиально иным типом ассоциаций химических элементов, который определяется главным образом формами миграции элементов в условиях гипергенеза. В осадочных по-

родах биологического происхождения и в биологических объектах выделяется тип ассоциаций элементов, почти тождественных ассоциациям, характерным для горных пород, являющихся продуктами глубокого химического выветривания. Главному геохимическому рубежу литосферы свойственны изменения связей между элементами, отражающие соотношение интенсивности процессов химического и механического выветривания на водосборных площадях /Бурков, 1978/.

В процессе выветривания на суше образуются глинистые минералы с различной химической дифференциацией (зрелостью), которая может быть выражена величиной отношения более стойких компонентов к менее стойким. Такими элементами в глинистых минералах являются алюминий и натрий, калий и натрий. При усилении химического выветривания относительное содержание стойких компонентов и величины их отношения к нестойким возрастают. Установлено, что значения  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  мало зависят от фациальных условий образования осадка. Согласно исследованиям Е.П. Акульшиной /1971, 1976/, принято, что величины этих отношений являются геохимическими параметрами, характеризующими зрелость глинистого вещества и интенсивность химического выветривания на водосборной суше. В табл. 3 дана корреляция значений  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  и степени химической дифференциации глинистого вещества (интенсивности химического выветривания).

Титан и алюминий связываются в коре выветривания, и эта связь сохраняется в конечном водоеме стока /Страхов, 1962; Мигдисов, \*1960, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965/. Величина  $Al_2O_3:TiO_2$  в осадках зависит от pH условий их образования. Минимальные ее значения соответствуют гумидным эпохам с интенсивным химическим выветриванием. Титан и алюминий, относящиеся к наиболее стойким компонентам при выветривании, накапливаются в коре выветривания как в форме самостоятельных минералов, так и в глинистых минералах, в которых титан находится в кристаллической решетке изоморфно и связан с алюминием. Титан подобно алюминию может находиться в тетра- и октаэдрическом окружении атомов  $O_2$  /Сердюченко, 1948/.

Величина  $Al_2O_3:TiO_2$  и степень ее постоянства в глинистых минералах обусловлены сходством форм переноса и отдельной химической миграцией алюминия и титана в зависимости от pH среды. Титан приобретает максимальную

Таблица 3

Схема корреляции химических особенностей глинистого вещества с интенсивностью выветривания

$Al_2O_3:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	Степень химической дифференциации (зрелость) глинистого вещества или интенсивность химического выветривания
30	8	Низкая
30-60	8-15	Средняя
60-150	15-30	Высокая
>150	> 30	Очень высокая



подвижность при низких значениях pH, алюминий становится подвижным при pH около 4 и выше 10, а при промежуточных значениях накапливается в виде нерастворимого осадка. Таким образом, поступление алюминия и титана в пути миграции в форме растворов определяется величиной pH среды выветривания, поэтому глинистые минералы, образующиеся в коре выветривания и поступающие в пути миграции, будут содержать алюминий и титан в различных количествах.

Значения отношения алюминий - титан не зависят от минерального состава глинистого вещества /Акульшина, 1976/. При кислых условиях среды выветривания ( $\text{pH} < 6$ ) величина  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$  в глинистом веществе равна 20, при  $\text{pH} = 6-7$  - 20-30, при  $\text{pH} > 8$  - более 30. Принимается, что величина  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$  меньше 20 характеризует гумидные, выше 30 - аридные климатические условия. Значения от 20 до 30 соответствуют переходному семиаридному климату. Параметрическое описание физико-химических (климатических) условий выветривания позволяет, в зависимости от детальности геохимического опробования, проследить смену климатов во времени, а также распределение климатических зон по площади суши.

Разделение осадков на пресноводные и морские по содержанию в них отдельных элементов затруднительно, иногда невозможно из-за множества факторов, определяющих концентрацию элементов в породе. В связи с этим проведена дальнейшая разработка метода определения фациальных условий бассейна седиментации по содержанию малых элементов в глинистом веществе /Акульшина, 1976/. Было показано, что соотношение некоторых малых элементов ( $\text{B}:\text{Ga}$ ,  $\text{B}:\text{Li}$ ,  $\text{V}:\text{Zn}$ ) характеризует физико-химические условия бассейна седиментации.

Содержание бора и галлия в глинистом веществе зависит от его зрелости: более зрелое глинистое вещество содержит больше бора и галлия. Оба элемента в осадочных породах находятся преимущественно в глинистом веществе. В глинистых минералах они изоморфно замещают алюминий в тетраэдрах и весьма прочно удерживаются в решетке глинистых минералов. Галлий поступает в глинистые минералы на континенте, бор - в морском бассейне. Отношение их концентраций в глинистом веществе характеризует степень влияния континента или моря при формировании осадка. Увеличение значения отношения  $\text{B}:\text{Ga}$  указывает на усиление влияния моря. В пределах морских фаций изменение этого отношения свидетельствует о развитии трансгрессии или регрессии морского бассейна. В условиях неморского и пресноводного режима седиментации изменения этого параметра показывают тенденцию развития осадочного процесса.

В табл. 4 показаны величины отношения  $\text{B}:\text{Ga}$ , полученные Е.П. Акульшиной при анализе геохимических данных и геологического материала. Для сопоставления приведены данные Е. Дегенса /Degens e.a., 1957, 1958/ по пенсильванским осадкам. Величина  $\text{B}:\text{Li}$  в пресноводных каменноугольных осадках в среднем составляет 0,088 /Nichols, Loring, 1962/.

Исследуя пресноводные и морские осадки перми, верхнего карбона и девона Норильского района и отложения кембрийского бассейна с повышенной соленостью вод Иркутского амфитеатра, Е.П. Акульшина установила, что в глинистом веществе отложений пресноводных и опресненных бассейнов каменноугольного и пермского возраста величина  $\text{B}:\text{Li}$  в среднем составляет 0,2, в морских девонских отложениях - 0,435, в отложениях бассейнов с повышенной соленостью вод отмечаются колебания от 0,52 до 88. При этом следует иметь в виду, что каолинит избирательно адсорбирует литий.

Корреляция разрезов каменноугольных и пермских отложений Тунгусской

Таблица 4

Средние граничные значения отношения бор — галлий в морских, прибрежных опресненных и пресноводных отложениях

Возраст	Фашии		
	пресноводные	прибрежные опресненные	морские
Докембрий	1,0	4,3	7
Кембрий	1,0	-	27
Ордовик	-	-	16
Силур	-	4,3	7
Девон	-	5,0	13
Карбон (средний-верхний)*	2,6	6,0	14
Карбон-пермь	1,0	3,5	8

\* По /Degens e.a., 1957/.

синеклизы сопряжена с большими трудностями. Причин этому несколько: отсутствие или слабая насыщенность отложений органическими остатками и широкий диапазон стратиграфического распространения имеющихся комплексов флоры; многократное чередование однородно построенных толщ; изменение литологического состава осадков в разных фашиальных зонах.

По мнению авторов, корреляция разрезов подобных отложений наиболее успешно может быть осуществлена по комплексу методов. В данной работе сделана попытка расчленения и корреляции разрезов каменноугольных и пермских отложений Алаakit-Мархинского и Мало-Ботуобинского районов, расположенных на северо-восточном и восточном бортах Тунгусской синеклизы на основе палеонтологического и геохимического исследования отложений. В настоящее время при изучении отложений верхнего палеозоя наряду с биостратиграфическим методом применяется циклостратиграфический /Будников, 1972, 1976/, в котором объединены палеонтологические и литологические исследования. Предлагаемый метод корреляции разрезов по геохимическим параметрам глинистого вещества является одним из вариантов циклостратиграфического метода. Параметрическое описание позволяет на количественной основе дать характеристику геохимических особенностей глинистого вещества и условий образования осадочных толщ, по которым возможно выделение их в разрезе и прослеживание по площади.

Как уже указывалось выше, разрез верхнего палеозоя восточного борта Тунгусской синеклизы обладает рядом особенностей, усложняющих корреляцию разрезов. К их числу следует отнести и ограниченное количество органических остатков, которые встречаются в разрезах верхнего палеозоя рассматриваемого региона. Это обстоятельство послужило основанием для разработки дополнительных методов расчленения и корреляции. Однако палеонтологический метод все же остается ведущим при решении основных стратиграфических задач, в том числе при определении последовательности осадочных толщ и их относительного возраста. Эффективность использования имеющихся органических остатков для решения поставленных задач зависит от методических положений, которые могут быть использованы применительно к конкретным условиям.

Мы считаем необходимым кратко остановиться на этих вопросах. В от-

ложениях позднего палеозоя рассматриваемого региона встречаются чешуя рыб, остатки конхострак, двустворчатых моллюсков, а также макро- и микрофлора.

Две первые группы фауны сравнительно редки и могут быть использованы в стратиграфии только в самом общем плане. Однако они несут значительную информацию о палеоландшафтах прошлого, поэтому при описании разрезов должны обязательно фиксироваться.

Двустворчатые моллюски встречаются значительно чаще и в большем количестве. Характер захоронения и тип сохранности двустворчатых моллюсков достаточно разнообразны. Наиболее часты захоронения в виде ограниченных скоплений целых раковин и обломков, иногда единичных отпечатков и ядер. Наряду с обычным для угленосных разрезов Ангарида типом сохранности в виде скульптурных ядер здесь наблюдаются раковины с веществом створок, покрытые бурым перистотракумом, или покрытых с поверхности слоем тонкого лучистого (перекристаллизованного) светлого кальцита, или окрашенных с поверхности окислами железа, образующими тонкую корочку. Такие различные типы сохранности свидетельствуют о значительном разнообразии среды обитания, так как в кислой среде раковины растворяются, а щелочная среда способствует их сохранению.

При изучении неморских двустворок особенно отчетливо проявляется зависимость облика отдельных видов двустворок, состава и характера захоронения целых ассоциаций от фациальной природы осадков. Поэтому нередко синхронные, но разнофациальные комплексы могут заметно различаться между собой. Для данного конкретного региона это положение необходимо учитывать, так как при выяснении стратиграфической последовательности фаунистических ассоциаций во времени возникают серьезные затруднения из-за того, что имеется только одно обнажение, мощность которого небольшая (до 5 м), а в скважинах, как правило, вскрывается только один уровень, охарактеризованный фауной. Установить стратиграфические взаимоотношения фаунистической ассоциации конкретной скважины с ассоциацией иного состава, вскрытой другими скважинами, весьма затруднительно, поскольку остается неясным, с чем связаны различия в составе фауны.

Как показали наблюдения над особенностями размещения и захоронения эколого-фациальных типов современных двустворчатых моллюсков на Южном Сахалине /Бетехтина, 1974/, синхронные ассоциации, расположенные в непосредственной близости, могут резко различаться между собой по составу (морские и пресноводные), однако при общем резком различии в составе современных разнофациальных комплексов двустворок можно найти признаки, позволяющие установить их синхронность (например, смешение в танатоценозах раковин пресноводных и солоновато-водных или морских форм).

При анализе захоронений в составе ассоциаций выделяются следующие категории форм: 1 - преобладающие - составляющие "лицо" ассоциации, они определяют обстановку обитания и тем самым позволяют определить фациальную природу осадка; 2 - сопутствующие - встречающиеся в меньшем количестве и более избирательно заселяющие экологические ниши, могут служить индикаторами для определения обитания среды; 3 - характерные, или руководящие - присутствующие в очень ограниченном количестве, они часто являются аллохтонными, но имеют важное значение при корреляции разнофациальных отложений.

Исследованиями захоронений двустворок из верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы было установлено несколько эколого-тафономических типов захоронений, связанных с определенными литологическими типами пород.

Тип I. В грубых алевролитах, плохо сортированных, иногда тонкослоистых за счет разницы в крупности зерна, карбонатных или более темных углистых наблюдается послойное или ограниченное скопление целых очень мелких раковин типа *молоди*, реже более крупных экземпляров раковин, относящихся к группе *M*, обломков раковин, обычно остроугольных. На ядрах сохраняется вещество створок. Среди мелких раковин встречаются единичные крупные раковины рода *Palaeomonceta* *Bet.* Иногда это разобщенные створки, заполненные обломками или мелкими раковинами группы *M*; чаще раковины *Palaeomonceta* встречаются в ядрах сомкнутых створок (см. приложение 2, табл. I-III). Вероятно, ареалы обитания *Palaeomonceta* и группы *M*\* были различными, и первая является аллохтонным элементом в составе тафоценоза.

Этот тип захоронения наблюдается довольно часто и на нескольких временных уровнях. Меняются только литологический тип породы (иногда это песчаники, обычно плохо сортированные, со следами ползания илоедов) и таксономический состав захоронения. Крупные раковины принадлежат роду *Abakaniella* *Bet.* или *Anthraconaia* *Tr. et Weir.*, меняется и таксономический состав мелких раковин (см. приложение 2, табл. IV-VI).

Тип II. Захоронение редкорасселенных раковин, реже ограниченных скоплений в темном, даже углистом алевролите. Раковины достаточно крупных размеров, но ядра сильно уплощены, а отпечатки очень тонкие, типа "следов". Вещество створок не сохраняется. Вероятно, это автохтонное захоронение.

Тип III. Захоронения обычно в более светлых и тонких алевролитах, редкорасселенные отпечатки очень неясны, типа "следов", без вещества створок. В этом случае в качестве сопутствующих групп присутствуют остатки усонюгих раков *Praelepas* и червей *Spirorbis*. Вероятно, это смешанный тип захоронения. Здесь отмечены и аллохтонные, и автохтонные элементы разных экологических ниш. Захоронения с остатками морской фауны очень редки.

Таким образом, для определения синхронности фаунистических ассоциаций, вскрытых скважинами на разных участках, необходим эколого-тафономический фаунистический анализ захоронений, для чего следует проводить комплексное литолого-геохимическое и палеоэкологическое изучение разрезов.

Установление относительного возраста отложений в данном случае осложняется историко-геологическими особенностями. Принадлежность региона к древней платформе обусловила своеобразие палеоландшафтов, малые мощности отложений, наличие скрытых несогласий, разливов, а это, как уже говорилось, отразилось не только на таксономическом составе, но и на стратонемии неморских двустворок. Поэтому корреляция с разрезом Кузбасса, который принимается за эталон для Ангариды, проводится через промежуточное звено, каковым является разрез Минусинского бассейна. Она основывается не только на присутствии "руководящих" форм, но и на сравнении палеоландшафтов сопоставляемых регионов, детальном палеоландшафтном анализе.

---

\*Сборная группа небольших округлых и округло-треугольных раковин, которые распространены широко в отложениях карбона и перми Ангариды. При хорошей сохранности из этой группы выделяются роды *Mrassiella* *Rag.*, *Kinerkaella* *Khalf.* и др.



## СТРАТИГРАФИЯ

На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы осадки верхнего палеозоя залегают на различных горизонтах ордовика и силура, а на восточном — на породах илгинской свиты верхнего кембрия с региональным перерывом и глубоким размывом. В настоящее время в зависимости от литологического состава и мощности осадков различаются два типа разрезов: I — Айхальский (северо-восточный борт), II — Мало-Ботуобинский (восточный борт).

Верхнепалеозойские отложения рассматриваемого региона изучались главным образом по керну буровых скважин, так как обнаженность здесь крайне слабая, и известно всего одно обнажение\* (р. Моркока, выше устья рч. Тегерюк). Это обстоятельство затрудняет выяснение последовательности формирования осадочных толщ и геологического строения региона, поскольку наблюдаются значительное колебание мощностей, изменение вещественного состава осадков при прослеживании разновозрастных отложений, в то же время разновозрастные отложения могут быть литологически сходными. Кроме того, своеобразие палеоландшафтов, которые существовали на данной территории в течение карбона и ранней перми, определило особенности таксономического состава и типов захоронения фауны, растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов. Все это осложняет решение вопросов стратиграфии верхнего палеозоя для обоих районов. Не случайно, что за 25-летнюю историю изучения региона предлагались, особенно для Мало-Ботуобинского района, различные варианты стратиграфических схем.

На Всесоюзном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем /Решения..., 1982/ были приняты стратиграфические схемы отдельно для каждого типа разрезов (табл. 5), но корреляция их до настоящего времени не получила однозначного решения.

В последние годы проведены детальные комплексные палеонтолого-стратиграфические и литолого-геохимические исследования более 400 разрезов верхнего палеозоя, вскрытых колонковыми скважинами. При этом из 90 скважин О.А. Бетехтиной были отобраны и изучены остатки неморских двустворчатых моллюсков; более 600 штучек с растительными остатками изучены Е.М. Вашенко, С.В. Гореловой, Л.В. Глуховой, С.В. Мейеном, С.В. Суховым, В.И. Даниловым. Более 400 палинологических проб просмотрены палинологами Т.И. Ильиной, В.Л. Пенигиной и Т.З. Заорской, отдельные пробы — Л.Н. Петерсон (г. Красноярск). Результаты этих исследований позволяют уточнить стратиграфию позднего палеозоя Айхальского и Мало-Ботуобинского районов и попытаться скоррелировать эти разнотипные разрезы.

### АЙХАЛЬСКИЙ РАЙОН (I тип разрезов верхнего палеозоя)

В Айхальском районе в составе верхнепалеозойских отложений выделяются осадки карбона и перми (см. табл. 5).


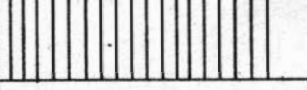
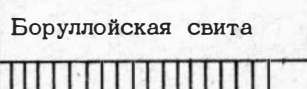


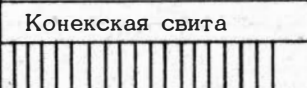
К каменноугольным отложениям на основании изучения растительных

---

\*Это обнажение изучалось различными исследователями, и каждый присваивал ему свой номер. В настоящей работе оно значится под номером 18062 (данные Амакинской экспедиции).

Таблица 5

Корреляционная схема отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Район		
				Ботубинский	Айхальский	
Пермская	Верхний	Татарский	Гагароостровский		Алакитская толща	
			Дегалинский	Дегалинская свита		
		Казанский	Пеляткинский	Боруллойская свита	Боруллойская свита	
		Уфимский				
	Нижний	Кунгурский	Бургуклинский	Ботубинская свита	Ахтарандинская свита	
		Артинский				
		Ассельско-Сакмарский				
Каменно-угольная	Верхний	Касимовско-Гжельский	Катский	Лапчанская свита	Айхальская свита	
	Средний	Московский				Конекская свита
		Башкирский	Янготойский			

остатков, проведенного в этом районе Е.С. Рассказовой /1958, 1962/, А.Н. Толстых /1962, 1969/ и другими, относилась толща терригенных пород, которая трактовалась как катская ( $C_{2+3}$ ) или ереминская свита ( $C_2-P_1$ ) с

тремя подсвитами. Но чаще всего эта толща рассматривалась как нерасчлененный пермокарбон.

В настоящее время на основании работ, проведенных сотрудниками ВостСибНИИГГиМСа, эти отложения по комплексу литолого-стратиграфических признаков и палеонтологических данных расчленены на две разновозрастные свиты: конекскую и айхальскую /Решения..., 1982/.

## Каменноугольные отложения

Конекская свита ( $C_2^{kn}$ ) залегает с региональным перегибом, стратиграфическим и литологическим несогласием на различных горизонтах нижне-силура и среднего ордовика. Наиболее полно она вскрыта серией скважин на участке Конек, который нами рассматривается как стратотипический; по его наименованию и названа свита.

Почти повсеместно под отложениями свиты наблюдается доверхнепалеозойская кора выветривания, представленная обычно зоной дезинтеграции, осветления и ожелезнения нижнепалеозойских карбонатных и глинисто-терригенно-карбонатных пород либо глинами пестрой окраски, часто сильно ожелезненными. В глинах встречаются обломки карбонатных пород различной степени выветрелости. В верхней части коры выветривания рассеяны вымытая единичная мелкая галька и гравий кремнистых экзотических (?) пород. В основании свиты залегают базальные конгломераты и гравелиты, мощность которых изменяется от первых сантиметров до 7,0 м, иногда они исчезают, и разрез начинается с разнозернистых песчаников. Выше залегает толща сложноритмичного строения, представленная песчаниками, алевролитами, реже гравелитами с галькой кремней, кварца, кварцитов, перекрытых аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами, углистыми алевролитами, линзами углей. Мощность свиты от 7 до 30 м.

Свита характеризуется присутствием только ей очень высоким значением геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  в сочетании с повышенной концентрацией малых элементов в глинистом веществе. В нижней части разреза значения  $Al_2O_3:TiO_2$  понижены, в верхней - повышены. Значения  $B:Ga$  в нижней части разреза выше, в верхней - ниже. Главный компонент глинистого вещества - каолинит. Геохимические данные свидетельствуют, что в конекское время преобладал гумидный и семиаридный климат, широко были распространены прибрежно-бассейновые обстановки осадконакопления.

В отложениях, которые по литологическим признакам относятся к конекской свите на участке Конек и на соседних участках, устанавливаются две фаунистические ассоциации, однако стратиграфические взаимоотношения между ними пока не ясны. В отложениях, относящихся к нижней части, встречены *Gurvirimula cf. trapesiforma Dewar.*, формы, характерные для нижней части мазуровского биостратиграфического горизонта. На других участках встречается ассоциация *A. tungusensis*, состоящая из небольших раковин, условно отнесенных к роду *Abakaniella* (Bet.). Возможно, что разный состав ассоциаций обусловлен экологическими причинами, но не исключено, что эти ассоциации могут представлять две разновозрастные лоны. Кроме того, в отложениях, относимых по литологическим признакам к

конекской свите, появляется еще один комплекс, представленный небольшими раковинами, вытянутыми по длине, часто замещенными бурым веществом, возможно лимонитом, и отнесенными к роду *Anthraconaia*. Вместе со взрослыми раковинами захоронялась молодь.

Во многих скважинах в отложениях установлен небогатый в видовом отношении флористический комплекс: *Angarodendron obrutschewii* Zal., *Koretrophyllites mungaticus* Radcz., *Angaridium potaninii* (Schm.) Zal., *A. finale* Neub., *Rufloria ex gr. subangusta* (Zal.) Meyen, *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) Meyen и семена *Samaropsis* (?) *angarica* Rassk., *Cardiocarpus krivljakiensis* Such., *C. typ. krapivinoensis* Such.

Аналогичные комплексы растительных остатков определены С.В. Мейенем /Палеозойские и мезозойские флоры..., 1970/, Е.С. Рассказовой /1962/ и другими из отложений нижней подсвиты катской свиты в Тунгусском бассейне и сопоставляются с комплексом мазуровской свиты нижнебалахонской подсерии Кузбасса /Баранов и др., 1974/.

Для конекской свиты получен спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием грубобугорчатых спор (до 40%) *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., мелкошиповатых, мелкобугорчатых и гладких спор (до 10–14%), единичны (в отдельных случаях до 2–5%) *Capillatisporites lunatus* (Kusk.) Andr., *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Lub. и другие споры, известные из базальных горизонтов среднего карбона. Пыльца в основном архаичная, близкая к пыльце хвойных растений (17–30%).

Приведенный комплекс, по мнению Т.И. Ильиной, сопоставляется со спорово-пыльцевым комплексом нижних горизонтов катской свиты Тунгусского бассейна /Гутова, Рябей, 1966; Медведева, 1960/, а также с комплексом мазуровского горизонта Кузбасса /Андреева, 1960/.

Таким образом, мы считаем, что возраст конекской свиты отвечает мазуровскому времени, вернее его началу ( $C_2^2$ ). Об этом свидетельствуют неморские двустворки, большее количество отпечатков лепидофитов *Angarodendron obrutschewii* Zal. и других растений и палинокомплексы с доминирующим положением спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub.

Айхальская свита ( $C_2^2 - P_1^1$  ah). Слагающие ее осадки залегают

трансгрессивно на различных горизонтах конекской свиты, а также на породах нижнего силура и среднего ордовика. В базальных грубообломочных отложениях часто встречаются слабоокатанная галька и окатыши аргиллитов конекской свиты. Литологическое несогласие между свитами выражено в различиях вещественного и фациального состава, окраски, структурных, текстурных и других признаков.

Айхальская свита вскрыта значительным количеством скважин, и стратотипическим районом для нее, как и для конекской, является участок Конек. Отложения свиты распространены в районе повсеместно, общая мощность их до 60 м.

Свита расчленяется нами на две подсвиты – нижне- и верхнеайхальскую.

Для нижнеайхальской подсвиты характерен песчаниковый и алевроитовый состав при значительном участии углистых алевролитов и сланцев, а также углей. Окраска пород серая, желтовато-серая, зеленоватая, часто с табачным и пепельным оттенками. Породы слабокарбонатные (карбонатность 1,2–10%,

редко 26 и даже 43%). Преобладают песчаники и алевролиты олигомиктовые кварцевые, аркозово- и граувакково-кварцевые, встречаются граувакковые аркозы и полевошпатовые граувакки.

Отличительная особенность некоторых разрезов подсвиты – залегание в их основании полиритмической пачки песчаников табачного цвета с подчиненным значением алевролитов и аргиллитов и средними маломощными линзами углей в кровле ритмов. Верхняя часть подсвиты – углисто-аргиллитовая пачка, иногда венчающаяся пластом угля и хорошо выдержанная по мощности.

Для этой подсвиты отмечаются два уровня повышенного содержания малых элементов – нижний и верхний. Значения параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  и  $Al_2O_3:TiO_2$  снижаются вверх по разрезу отложений, значения  $V:Ga$  – наоборот. Глинистое вещество состоит из каолинита, гидрослюда и монтмориллонита. По-видимому, раннеайхальское время, по сравнению с конекским, характеризуется аридизацией климата. Граница конекской свиты и нижнеайхальской подсвиты проходит по резкому понижению значений параметров  $V:Ga$ ,  $V:Li$ .

В отложениях подсвиты довольно часто встречаются остатки фауны. В некоторых случаях наблюдаются послойные захоронения обломков двустворок с остатками вещества раковины, изредка – скопления типа ракушняка, отмечаются следы ползания илоедов. На участке Левобережный в темных, почти черных, углистых алевролитах подсвиты встречены обломки и более мелкие отпечатки и ядра раковин размером от 2 до 34 мм, принадлежащих к родам *Abakaniella* и *Anthraconaia*(?), крупные формы отнесены к видам *Abakaniella tuņgusensis* (Tschern.), *A. modiomorphoides* (Grabau) и *Anthraconaia*(?) cf. *vulgaris* Bet. В некоторых скважинах фауна представлена более мелкими абаканиеллами: *Abakaniella* cf. *gibbosa* (Tschern.), *A.* cf. *elongata* (Tschern.). В целом состав ассоциаций отвечает мазуровскому ( $C_2^2$ ) горизонту Кузбасса. Аналогичные

комплексы установлены на юге Сибирской платформы в интервале I–IV угольных пластов нижнекатской подсвиты Кокуйского месторождения /Бетехтина, 1966/.

Флористический комплекс подсвиты отличается от комплекса конекской свиты только отсутствием лепидофитов. Возраст отложений подсвиты нами определен как среднекарбонный (мазуровский горизонт).

В пределах рассматриваемого района отложения верхнеайхальской подсвиты в основном ложатся согласно на угленосные породы нижней подсвиты, иногда в основании мы наблюдаем гравелиты и конгломераты с обломками и окатышами пород нижнеайхальской подсвиты. Контакты, как правило, резкие, четкие, иногда со следами внутриформационного размыва.

Верхнеайхальская подсвита характеризуется существенно песчаниковым и алевролитовым составом с незначительным участием в разрезе глинистых сланцев и аргиллитов, а также углистых алевролитов и углей, несколько повышенной карбонатностью (7–43%). Отмечается своеобразная полосчатость, обусловленная тонким ритмичным переслаиванием пород; почему эти породы и называются “полосатиками”. Окраска их серая, светло-серая, зеленоватая, часто с голубоватым оттенком, углистые сланцы и угли черные и темно-серые. Песчаники и алевролиты по минеральному составу граувакково-аркозовые и полевошпатово-граувакковые, прослоями – олигомиктовые кварцевые.

По повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе в подсвите отмечаются четыре уровня, которым соответствуют изменения геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . Снизу вверх по раз-

резу подсвиты периодически меняются параметры  $Al_2O_3:TiO_2$ , В:Ga. Глинистое вещество состоит преимущественно из монтмориллонита и каолинита, содержание которого вверх по разрезу убывает.

Изменение геохимических параметров во времени и пространстве свидетельствовало о смене фациальных обстановок, что, в свою очередь, обусловило разнообразие таксономического состава и характер захоронения фаунистических ассоциаций в отложениях этой подсвиты. Здесь встречаются остатки раковин в виде единичных захоронений и послонных скоплений. Выделяются две ассоциации. Одна из них представлена редко рассеянными, единичными ядрами и отпечатками небольших раковин, характерных для алыкаевского биостратиграфического горизонта таксонов: *Angarodon kumsassiensis* Rag., *Mrassiella* cf. *magniformis* Rag., *Kinerkaella* sp. Другая ассоциация весьма своеобразна. Она установлена в обнажении по р. Моркоке (точка 18062) и в ряде скважин. Наибольшее количество форм может быть отнесено к видам *Mrassiellina* (?) cf. *plana* Bet., *Mrassiella* (?) cf. *magniformis* Rag., *M.* (?) *magniformis* f. *recta* Bet., известных из самых верхних горизонтов алыкаевской свиты Кузбасса. Многие формы, возможно, начальные раковины родов *Mrassiellina*, *Mrassiella* и нового рода *Palaeomoncetia* Bet. (см. приложение 2, табл. II, фиг. 5, 8, 9). Фиг. 11, вероятно, мелкая форма *Mrassiella* (?) *umbonata* (Ven.), известная из низов промежуточной свиты. Перечисленные виды могут свидетельствовать о принадлежности отложений, содержащих эту ассоциацию, к самым верхним горизонтам карбона или, скорее, к основанию нижней перми. Однако необходимо подчеркнуть, что присутствие в ее составе своеобразной группы раковин рода *Palaeomoncetia* отличает ее от известных в настоящее время в эталонном разрезе Кузбасса ассоциаций двустворок позднего карбона и ранней перми. Можно предположить существование на Сибирской платформе характерной ассоциации, отвечающей пограничным горизонтам карбона и перми в разрезе позднего палеозоя Ангариды, и выделить ее в зону *Palaeomoncetia* /Фанерозой Сибири, 1984/.

Флористический комплекс установлен по ряду скважин. Он характеризуется изменением видового состава руфлорий (*Ruffloria permulta* Gluch., *R. derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. khalfinii* Gluch., *R. ex gr. poryvaica* Gluch. и др.), появлением *Paragondwandium sibiricum* (Pet.) S. Meyen, *P. odontopteroides* (Zal.) S. Meyen, *Angaridium mongolicum* Zal., присутствием плодущих побегов *Krylovia sibirica* Chachl. (этот вид М.Ф. Нейбург отмечала как характерный для алыкаевских горизонтов Кузбасса /Нейбург, 1948/) и разнообразием семян *Samaropsis pauxilla* Zal., *S. cf. auriculata* Neub., *S. patula* Zal., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radcz.

В спорово-пыльцевом комплексе подсвиты доминируют споры *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. (20-40%) с бугорчатой скульптурой экзины *Cyclobaculisporites trichacanthus* (до 5-10%), пыльца кордаитов (до 23%) и одномешковых хвойных (до 2-9%). На глубине 28,4 м в разрезе 1224 появляются отдельные пермские формы (*Apiculatisporis hispidus* (Andr.) Siv., *Granulatisporites faceris* (Andr.) Lub. и др.). Споры древнего облика исчезают полностью.

Т.И. Ильина этот комплекс сопоставляет с верхнекатским и частично с нижнепермским спорово-пыльцевым комплексом Тунгусского бассейна и алыкаевским Кузбасса.

Исходя из определений флоры и спорово-пыльцевых комплексов, мы считаем, что время формирования отложений верхней подсвиты соответствует



верхнему карбону (алькаевский горизонт) с элементами ранней перми ( $C_3 - P_1^1$ ).

В целом биостратиграфические данные, полученные для айхальской свиты, позволяют определить ее возраст как средне-верхнекаменноугольный - нижнепермский и условно датировать подсвиты: нижнеайхальская - средний карбон, верхнеайхальская - верхний карбон - начало нижней перми.

## Пермские отложения

В Айхальском районе выделяются нижнепермские отложения (ахтарандинская свита) и верхнепермские осадки (боруллойская свита).

Ахтарандинская свита ( $P_{1\text{ aht}}$ ). Отложения свиты отмечаются спорадически и залегают с размывом на различных горизонтах айхальской свиты. Сложена она преимущественно песчаниками средне- и мелкозернистыми с редкими прослоями и линзами рыхлых галечников, конгломератов, гравелитов при незначительном присутствии алевролитов, аргиллитов и углистых пород. Галька представлена кварцитами, кварцем, кислыми эффузивами и окатышами алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты в основном полевошпатово-грауваккового и граувакково-аркозового состава, породы светло-желтоватые, серые, зеленовато-серые, слабосцементированные. Разрез свиты обычно представляет единый крупный ритм (реже - два, меньшей мощности), как правило, начинающийся с конгломератов или крупно-среднезернистых песчаников и заканчивающийся алевролитами и углистыми породами. Мощность отложений свиты от нескольких до 70 м.

Ахтарандинская свита характеризуется низкими значениями параметров  $V:Ga$ ,  $V:Li$ ,  $Al_2O_3:TiO_2$ . Граница верхнеайхальской подсвиты и ахтарандинской свиты приходится на резкое понижение значений параметров  $V:Ga$ ,  $V:Li$ . В целом ахтарандинскому времени соответствуют гумидизация климата и регрессивный режим осадконакопления.

В разрезах скважин на уровнях по литостратиграфическим построениям, отвечающим ахтарандинской свите, пока не обнаружены остатки ископаемой фауны и флоры. Но в 1963 г. А.А. Потуроев и М.Н. Васильева нашли отпечатки растений в междуречье Мархи и Алакита (верховье руч. Черного): *Paracalamites sibiricus* Zal., *P. evenkensis* Verb., *P. vicinalis* Radcz., *Angaridium ignotum* Neub., "*Noeggerathopsis*" *viluensis* Verb., "*N.*" *sibirica* Radcz., "*N.*" cf. *derzavinii* Neub. и другие, определенные А.Н. Толстых как нижнепермские. В некоторых скважинах в верхних частях разреза появляется ассоциация из мелких раковин группы М, морфологически сходных с формами нарылковской свиты ( $P_1^1$ ).

Из отложений этой свиты по ряду скважин, пробуренных в бассейне р. Сохсолох и в верхнем течении Алакита, выделены спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладают мелкобугорчатые и шиповатые споры *Granulatisporites facerus* (Andr.) Lub., *Apiculatisporis spinosus* (Naim.) Pot. et Kr., *A. hispidus* (Andr.) Siverc., *Raistrickia obtusosetosa* (Andr.) Lub. и др., незначительно присутствуют *Cyclobaculisporites trichacanthus* (2%) и *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. (2-4%). Пыльца представлена большим количеством (до 50%) разнообразных кордаитовых, единично отмечаются *Florinites*, *Marsupipollenites*, *Entylissa*. Приведенные соотношения миоспор характерны, по мнению Т.И. Ильиной, для

верхней части поливинской свиты среднего течения Ангары и бургуклинской свиты среднего течения Подкаменной Тунгуски, кроме того, они близки к комплексам ишановской, кемеровской и усятской свит Кузбасса. (Аналогичные данные получены М.М. Одинцовой, В.С. Тереховой, Т.Е. Михайловой и др.) Поэтому изучаемые отложения мы считаем нижнепермскими на уровне ишановского, кемеровского и усятского горизонтов Кузбасса ( $P_1$ ) и относим их к ахтарандинской свите.

Боруллольская свита ( $P_2^{brl}$ ). Отложения этой свиты развиты в районе значительно меньше, чем карбонные и раннепермские. Ложатся они со значительным перерывом и глубоким разрывом на подстилающие отложения пермокарбона или нижнего палеозоя, сложены преимущественно светлыми мелкозернистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами с подчиненным участием алевролитов, аргиллитов и углей. Строение толщи ритмичное. Свита отличается от всех предыдущих очень высокими значениями параметров  $Al_2O_3:TiO_2$ , низкими —  $V:Ga$ ,  $V:Li$ . В наиболее полных разрезах отмечаются три-четыре уровня повышенной концентрации малых элементов и соответствующего им повышенного значения геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . Величина  $Al_2O_3:TiO_2$  понижается в средней части и резко возрастает в низах и верхах разрезов. Величины  $V:Ga$ ,  $V:Li$  убывают снизу вверх по разрезу. Однако нижняя граница боруллольской свиты приурочена к началу повышения этих величин и показывает, что раннеборуллольское время начинается трансгрессией, довольно быстро сменяющейся продолжительной регрессией. Глинистое вещество состоит преимущественно из монтмориллонита.

В изученных разрезах не обнаружены остатки флоры, но в 1962–1963 гг. в междуречье Мархи и Алакита, ручьев Черного и Озерного М.Н. Васильевой была собрана коллекция ископаемых растений: "*Noeggerathia angustifolia* Neub.", "*N. minuta* Radcz.", "*N. aequalis* (Coep.) Zal.", "*N. insignis* Radcz.", *Crassinervia acuminata* Tolst., *Marchajella kaschirzevii* Tolst., *Juccites jakutiensis* Tolst., *Samaropsis skokii* Neub. и др. По мнению А.Н. Толстых, эта флора характерна для верхней перми.

В течение 1977–1980 гг. из некоторых разрезов по скважинам нами выделены палинокомплексы, в которых доминируют споры *Raistrickia* и *Granulatisporites* (до 16%), единично присутствуют *Trachytriletes adspersus* (Andr.) Drjag., *Trachytriletes tumulosus* (Andr.) Drjag. Пыльца представлена в основном кордаитами — до 55% (14% из них составляет мелкая пыльца *Cordaitina minor* Lub.), значительно содержание *Entylissa* (до 8%). Появляются структурные формы *Azonaletes* и *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) Lub. (2–8%). По мнению Т.З. Заорской, комплекс по приведенным особенностям сопоставим с комплексами из верхней перми Кузбасса.

Алакитская свита ( $P_2^{al}$ – $T_1$ ). Завершают разрез верхнего палеозоя вулканогенно-осадочные образования, выделяемые геологами ПГО "Якутск-геология" как "туфогенная свита"; нами же они относятся к алакитской свите. Эти отложения распространены довольно широко, залегают со стратиграфическим несогласием на подстилающих верхнепалеозойских терригенных осадках или известняках нижнего палеозоя. Сложена толща туфами, туфобрекчиями, туффитами, незначительно присутствие туфопесчаников, туфоалевролитов, а также прослоев песчаников и алевролитов. Породы коричнево-серые, голубовато- и зеленовато-серые, желто- и буро-серые. Мощность свиты от 20 до 100 м.

В 1962 г. в верховьях Мархи и Алакита из туфогенно-осадочных отложений А.Н. Толстых были собраны и определены *Marchajella kaschirzevii* Tolst., *M. angusta* Tolst., *Juccites jakutensis* Tolst., "*Noeggerathopsis*" *pseudominutifolia* Tolst., *Crassinervia acuminata* Tolst. и др. Такая флора существовала, по ее мнению, в поздней перми или раннем триасе. М.М. Одицовой из этих отложений выделены два палинокомплекса: в нижней части – верхнепермский, в верхней – нижнетриасовый, что позволило считать вулканогенно-осадочные породы верхнепермскими – нижнетриасовыми.

Мы принимаем условно возраст алакитской свиты  $P_2^2-T_1$ .

## МАЛО-БОТУОБИНСКИЙ РАЙОН (II тип разрезов верхнего палеозоя)

### Каменноугольные отложения

Лапчанская свита ( $C_2^1$  лр). Под этим названием выделяются наиболее древние карбоновые отложения, которые распространены по площади локально и выполняют, вероятно, наиболее глубокие части конседиментационных впадин древнего рельефа.

Ранее эти отложения описывались в составе катской /Павлов и др., 1974/ или алакитской /Толстых, 1969/ свит. В качестве самостоятельной стратиграфической единицы выделены впервые в 1975 г. В.И. Тараненко и Ю.В. Сафьянниковым в бассейне руч. Улахан-Курунг-Юрях как "черная" пачка, или сылагинские слои. В том же году Н.П. Ильяхиной, В.А. Липатовой и Н.Г. Вербицкой эти осадки переведены в ранг свиты (хатынганахской). Палинолог Ботуобинской экспедиции В.С. Терехова предлагала назвать их улутогинской свитой. После ряда совещаний рабочей подкомиссии СибРМСК в 1977 г. (г. Мирный) была выработана и предложена новая стратиграфическая схема. В ней, по предложению геологов экспедиции, наиболее древние отложения карбона названы лапчанской свитой. Отложения свиты установлены не во всех изученных скважинах, значительно развиты они на западе и северо-западе района.

Лапчанская свита залегает с размывом, часто с конгломератами в основании, на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя. Галька в конгломератах представлена кварцем, кварцитом, кремнистыми и карбонатными породами, реже кислыми эффузивами. Окатанность гальки различная, цемент песчано-глинистый, реже карбонатный. В основном разрез сложен тонкослоистыми тонкозернистыми глинистыми породами (алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы), на плоскостях наслоения которых отмечаются обуглившийся растительный детрит и растительные остатки плохой сохранности. Песчаники и конгломераты – в подчиненном количестве. В целом свита имеет полиритмическое строение.

В разрезе лапчанской свиты по ряду скважин можно видеть 3–4 наиболее хорошо выраженных ритма, к сожалению, неполных. Среди тонкозернистых пород свиты встречаются единичные валуны в поперечнике от 10 до 30 см и более, хорошо окатанные, кварцевые, кварцитовые и кремнистые. Мощность свиты до 30 м, причем с северо-запада на юго-восток она постепенно сокращается вплоть до полного исчезновения отложений.

Свита имеет повышенную концентрацию малых элементов в глинистом веществе, высокие значения геохимических параметров  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,

$K_2O : Na_2O$ , низкие -  $Al_2O_3 : TiO_2$ . Величина  $B : Ga$  колеблется в значительных пределах. Глинистое вещество сложено каолинитом и монтмориллонитом.

Находки ископаемой флоры (предположительно из этих отложений) *Angarodendron obrutschewii* Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Rufloria* ex gr. *subangusta* (Zal.) Meyen были единичны и часто плохой сохранности. К сожалению, авторы в своих поисках фауны и флоры чаще всего встречали лишь мелкий растительный детрит и обрывки растений. Спорово-пыльцевые спектры для лапчанской свиты впервые были получены в 1967 г. палинологом Ботубобинской экспедиции ПГО "Якутскгеология" В.С. Тереховой, затем - аналогичные по многим скважинам - в лабораториях ВостСибНИИГГиМСа (Т.И. Ильиной, Т.З. Заорской, В.Л. Пенигиной, Е.М. Ващенко) и ИЗК СО АН СССР (Л.И. Богдашевой, В.А. Мишариной). В этих спектрах основной фон представлен спорами с пленчатой периспорием (40-80%) *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub., *R. mirabilis* (Lub.) Lub., грубобугорчатых *Cyclobaculosporites trichacanthus* (Lub.) Lub. 1-5, реже 20%, постоянно в небольших количествах (5-10%) присутствуют *Capillatisporites lunatus* (Kust.) Andr., *Cyclogranisporites* (Lub.) Lub., *Verrucosisporites*, среди пылцы отмечаются одномешковые хвойные *Florinites* и кордаитовые (5-10%).

В стратиграфической схеме карбона Мало-Ботубобинского района, предложенной геологами Ботубобинской экспедиции и принятой СибРМСК в 1977 г. в качестве рабочей, возраст лапчанской (улутогинской) свиты соответствует каезовскому горизонту Кузбасса, т.е. низам среднего карбона. За основу были приняты спорово-пыльцевые комплексы, так как единичные ископаемые растения характеризуют значительный временной интервал (от карбона до перми), тогда как подобные спорово-пыльцевые комплексы выше низов среднего карбона неизвестны.

Однако по предложению М.М. Одинцовой на Всесоюзном совещании было принято датировать отложения этой свиты средним и верхним карбоном /Решения..., 1982/. В последние годы в отложениях лапчанской свиты обнаружены отпечаток *Rhodea javorskyi* Radcz., растения, характерного, как считает Н.Г. Вербицкая, для низов среднего карбона, а также довольно хорошей сохранности остатки двустворок *A. jangotoica* Bet., аналогичные двустворкам из конекской свиты. Таким образом, вопрос о возрасте лапчанской свиты остается дискуссионным. По мнению некоторых авторов главы (Е.М. Ващенко, А.Е. Бессолицын, Г.Х. Файнштейн), возраст свиты соответствует башкирскому ярусу и каезовскому горизонту Кузбасса ( $C_2^1$ ).

Ботубобинская свита ( $C_2^2 - P_1^{1bt}$ ). Эти отложения ранее описывались как катская /Оффман, 1959; Павлов, 1974/ или анакитская /Толстых, 1969/ свита. В 1975 г. Н.П. Ильюхиной и другими они рассматривались как две самостоятельные свиты: чохчуольская ( $C_3$ ) и сылагинская ( $P_1$ ). Это вызвало разногласия среди геологов Ботубобинской экспедиции; ими была предложена стратиграфическая схема, где выделяемые и картируемые литологические пачки - "зеленую", "сероцветную" и "пестроцветную" - предлагалось назвать вначале сылагинской, а затем ботубобинской свитой. Под этим наименованием она и вошла в принятую унифицированную стратиграфическую схему района /Решения..., 1982/.

Породы свиты залегают на отложениях как нижнего, так и верхнего палеозоя. В первом случае контакт весьма четкий, почти всегда с конгломе-

ратами в основании, во втором — контакт менее четкий, граница проходит в терригенной толще.

Большинство разрезов свиты начинается с грубозернистых отложений, в нижней части — прослой и линзы конгломератов, гравелитов, крупно- и разнозернистых песчаников. Сложена она преимущественно песчаниками, реже алевролитами, аргиллитами и углисто-глинистыми породами.

Мощность свиты до 65 м, уменьшение ее наблюдается в восточном и юго-восточном направлении.

Ботубинская свита состоит из четырех закономерно сменяющихся циклов. Первый (нижний) и третий характеризуются высокой зрелостью глинистого вещества, аридным климатом или относительной его аридизацией и регрессивным режимом осадконакопления. Второму и четвертому циклам соответствует гумидный климат или его относительная гумидизация и трансгрессивный режим. К уровням высокой зрелости глинистого вещества приурочена повышенная концентрация малых элементов в нем.

Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю ( $C_2^2$ ) и верхнюю ( $C_3-P_1^1$ ).

Отложения нижней подсвиты широко распространены и выделяются практически во всех изученных разрезах, залегают часто с кратковременным перерывом и трансгрессивным несогласием на породах лапчанской свиты и нижнего палеозоя. В основании — часто мелко-среднегалечные конгломераты и гравелиты. Цвет пород от зеленовато-серого, серого до темно-серого. В составе подсвиты — преимущественно разнозернистые песчаники; алевролиты, аргиллиты и углисто-глинистые образования имеют подчиненное значение, отмечаются маломощные линзовидные прослой углей и сидеритов. В наиболее полных разрезах осадки подсвиты образуют единый макоритм, внутри которого просматривается ритмичность более высокого порядка (от грубозернистых песчаников или гравелитов, реже конгломератов, через среднезернистые к мелко-тонкозернистым и алевролитистым песчаникам). Породам свойственна параллельная, волнистая, линзовидная, косая слоистость. Мощность подсвиты 30–40 м.

Спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений выделены впервые В.С. Тереховой, затем Т.И. Ильиной и В.Л. Пенгиной. Характерным является повышенное содержание грубобугорчатых спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. (до 35–60%) при небольшом содержании спор с широкой пленчатой оторочкой *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. (до 5%), постоянно отмечаются *Lycospora*, единичны *Capillatisporites lunatus* (Kusk.) Andr. и *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Lub., типичные для палинокомплексов башкирского яруса. Пыльца преимущественно кордаитовая (5–20%). Подобные комплексы установлены для мазуровского горизонта Кузбасса Л.Л. Дрягиной, для нижнекатской подсвиты юго-востока — Л.Н. Гутовой и Э.Б. Рябей, юга и центра Тунгусского бассейна — Л.Н. Петерсон. Это позволило нам считать возраст нижнеботубинской подсвиты мазуровским ( $C_2^2$ ).

Отложения верхней подсвиты встречаются лишь в ряде изученных скважин, залегают согласно в основном на породах нижней подсвиты, изредка в основании отмечаются грубозернистые разности — гравелиты, средне- и мелкогалечные конгломераты. Галька представлена кварцем, кремнистыми и карбонатными породами, а также серыми глинистыми алевролитами. Нижняя часть разреза подсвиты сложена преимущественно серыми разнозернистыми песчаниками с параллельной, косой и волнистой слоистостью, верхняя — алевролитистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми

породами, она бывает нередко пестроокрашенной за счет переслаивания различных по цвету (серых, зеленовато- и желтовато-серых, черных и др.) пород. Мощность подсвиты 15–20 м.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений подсвиты выделены в основном В.С. Тереховой. Для них характерно доминирующее положение пыльцы кордаитовых (до 40%), представленной несколькими видами, отмечаются гинкговые и цикадофиты; среди спор – *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) Lub., *Acanthotriletes gibbosus* (Ibr.) и др. Отсутствуют споры среднекарбового облика. В целом комплекс сопоставляется с верхнекарбовыми спорово-пыльцевыми комплексами, но большое количество кордаитовых и присутствие отдельных нижнепермских форм сближают его с раннепермскими. Поэтому мы предлагаем верхнюю подсвиту датировать поздним карбоном – ранней пермью.

В отложениях, предположительно отнесенных к ботубобинской свите, в разные годы геологами экспедиции обнаружены остатки *Angaridium finale*, "*Noeggerathiopsis*" *vittafolia* Radcz., "*N.*" cf. *derzavini* Neub., "*N.*" *latifolia* Neub., *Crassinervia oblongifolia* Radcz., *C.* cf. *tunguskana* Schwed., *Ginkgophyllum vsevolodii* Zal., *Zamiopteris* cf. *burgucliensis* Such., *Samaropsis auriculata* Neub. и других, имеющих черты мазуровско-алькаевской флоры с элементами нижней перми.

Палинокомплексы также соответствуют в целом этому возрасту. Однако в схеме 1979 г. свита принята с индексом  $P_1$ . Мы же относим время формирования свиты, учитывая флору и спорово-пыльцевые комплексы, к верхам среднего карбона – низам нижней перми, ее нижнюю подсвиту – к верхам среднего карбона, верхнюю – к верхнему карбону – началу нижней перми.

## Пермские отложения

Боруллоульская свита ( $P_2^{brl}$ ). В Мало-Ботубобинском районе образования верхнепермского цикла седиментогенеза развиты довольно широко и представлены боруллоульской свитой, впервые выделенной А.Н. Аверченко и А.Н. Толстых в 1965 г. в обнажении по левому берегу Ахтаранды. Раньше эти отложения нами и другими исследователями относились к пеляткинской свите (стратиграфические схемы 1956, 1965 гг.), в новой схеме 1979 г. они получили название боруллоульской свиты.

В пределах изученной Лапчанской площади свита распространена почти повсеместно, причем в западной части она с перерывом и несогласием залегает на различных горизонтах лапчанской и ботубобинской свит, а на востоке – непосредственно на породах илгинской свиты верхнего кембрия. Боруллоульская свита также состоит из четырех осадочных циклов. Различие с ботубобинской свитой заключается в значительно большей аридности климата боруллоульских циклов. В периоды гумидизации (третий цикл) климат часто оставался аридным, семиаридным, с некоторым ослаблением аридности. Проявление регрессивного фона в боруллоульское время было более интенсивным. И если ботубобинская свита начинается с регрессивного цикла, то боруллоульская – с трансгрессивного. Уровням повышенной зрелости глинистого вещества, состоящего из монтмориллонита, соответствует концентрация малых элементов в нем. Мощность свиты до 80 м.

По литологическим признакам свита подразделяется на две подсвиты, каждой из которых соответствует свой макроритм.

Нижнеборуллоульская подсвита сложена преимущественно песчаниками, гравелитами, конгломератами, в основании ее – конгломераты (иногда с валунами), гравелиты и грубозернистые песчаники. Крупная галька и валуны пред-



ставлены карбонатными породами и алевролитами, а мелкая галька — кварцем, кремнями, кварцитом, эффузивами. В верхней части — тонкозернистые породы: глинистые алевролиты, аргиллиты, углисто-глинистые отложения и угли. Мощность подсвиты 60–65 м.

Верхнеборуллойская подсвита залегает на породах нижней подсвиты как согласно, так и с размывом, с маломощными конгломератами в основании, вскрыта немногочисленными скважинами и представлена преимущественно песчаниками. Образования подсвиты чаще представлены одним-двумя неполными ритмами. Мощность ее 12 м.

К сожалению, мы не имели фаунистических и флористических находок в породах свиты, но в отчетах предыдущих лет флора из отложений этой свиты датируется верхней пермью: *Trizygia tomiensis* (Gol.) Goret., *Paracalamites robustus* Zal., *Glottophyllum primaevum* Radcz., "*Noeggerathiopsis*" *aequalis* (Goepf.) Zal.

В палинокомплексах, полученных В.С. Тереховой и палинологами ВостСибНИИГГиМСа, ИЗК СО АН СССР, наибольший процент приходится на мелкошиповатые споры (30%) *Acanthotriletes*, *Spinosisporites*, *Apiculatisporis*, грубошиповатых рода *Raistrickia* — до 7%; мелкобугорчатых *Granulatisporites* — до 8% с пленчатым периспорием *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. — 5–8% (в отличие от более древних комплексов, где они составляют 50%); единичны грубобугорчатые *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., *Verrucosisporites*. Постоянно присутствуют верхнепермские споры *Nigrisporites marginatus* (Portn.) Lub., *Trachytriletes adpersus* (Andr.) Drjag. (до 7%), *T. tumulosus* (Andr.) Drjag. (до 8%), *Turrissporites sibiricus* (Medv.) Lub., а также структурные споры неопределенной систематической принадлежности *Azonialetes* (до 14%). Пыльца в основном кордаитовая (до 35%), постоянно отмечается пыльца гинкговых (4–8%).

Подобные комплексы, по заключению В.Л. Пенягиной, сопоставляются с комплексами ильинской свиты Кузбасса.

В заключение рассмотрим разрезы верхнего палеозоя этих двух районов. Однако, как свидетельствует изложенный материал, у авторов главы имеются некоторые расхождения в трактовке возраста отдельных стратиграфических подразделений и в методическом подходе к корреляции разрезов. Точка зрения О.А. Бетехтиной дана в приложении 1. Ниже излагается мнение Е.М. Ващенко, А.Е. Бессолицына, Г.Х. Файнштейна. Указанные авторы для корреляции использовали данные литологического анализа, изменение состава фауны, флоры и палинокомплексов. Так как находки фауны и флоры наиболее многочисленны в Айхальском районе, а в Мало-Ботубинском незначительны, в основу корреляции положены палинокомплексы, которые сопоставляются с палинокомплексами других районов Тунгусской синеклизы и Кузбасса (табл. 6).

Начинается разрез каменноугольных отложений в регионе породами среднего карбона (лапчанская свита). Эти отложения отмечены только в Мало-Ботубинском районе, распространены локально, преимущественно на западе и северо-западе и имеют небольшую мощность (до 30 м). Для лапчанской свиты характерны палинокомплексы с высоким содержанием *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. и сопутствующими спорами, типичными для башкирского яруса: *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Lub., *Capillatisporites lunatus* (Kusk.) Andr. Находки флоры спорадичны, плохой сохранности. Свита отнесена авторами к низам среднего карбона (башкирский ярус и каезовский горизонт Кузбасса). В Айхальском районе отложения этого стратиграфического уровня отсутствуют. В схеме, принятой

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Подгоризонт	Айхальский район	Ботубинский район	Биостратиграфические горизонты Кузбасса		
Пермская	Верхний	Татарский	Гагароостровский		Алакитская свита		Ерунаковский		
			Дегалинский						
		Казанский	Пеляткинский	Верхнепеляткинский	Боруллоевская свита			Верхнеборуллоевская подсвита	
				Нижнепеляткинский	Боруллоевская свита	Нижнеборуллоевская подсвита			
	Уфимский								
	Нижний	Кунгурский	Бургуклинский	Верхнебургуклинский	Ахтарандинская свита				
				Аргинский					
				Ассельско-Сакмарский					
	Каменноугольная	Верхний	Катский	Верхнекатский	Айхальская свита	Верхнеайхальская подсвита	Верхнеботубинская подсвита	Недгоризонты	
Гжельский						Нижнеайхальская подсвита			Нижнеботубинская подсвита
Средний		Московский		Нижнекатский	Конекская свита		Лапчанская свита		
		Башкирский		Янготойский					Мазуровский
									Каезовский

СибРМСК в 1979 г., лапчанская свита датирована средним – верхним карбоном /Решения..., 1982/. Следует, однако, отметить, что фауна известна только из одной точки развития лапчанской свиты, но она имеет сходство с фауной конекской свиты. В последнее время получены новые материалы по флоре и редким находкам фауны, которые также позволяют предположить, что время формирования лапчанской свиты охватывает средний карбон, т.е. каево-зский и мазуровский горизонты Кузбасса.

Конекская свита, выделяемая в Айхальском районе, отвечает более высоким горизонтам среднего карбона и соответствует низам московского яруса и мазуровскому горизонту Кузбасса. Отложения свиты распространены широко, имеют мощность до 30 м, содержат раковины неморских двустворок *Abakaniella tungusensis*, остатки лепидофита *Angarodendron obrutschewii* Zal. и других растений, в том числе *Ruflorella ex gr. subangusta* (Zal.) Meyen, и семян *Cardiocarpus krivljakiensis* Such. В палинокомплексах доминируют грубобугорчатые споры *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., незначительно представлены споры *Lycospora* и пыльца *Cordaitea*.

Завершает разрез карбона в этом районе айхальская свита (с двумя подсвитами), отвечающая верхам среднего карбона – верхнему карбону – началу нижней перми, что соответствует московскому, касимовскому и гжельскому ярусам (мазуровскому, алыкаевскому и промежуточному горизонтам Кузбасса). Эта свита распространена повсеместно, мощность ее до 70 м.

В нижней подсвите определены пресноводные двустворки *Abakaniella obrutschewii* Tschern., *Anthraconaia pigmea* Tschern., ископаемые растения, аналогичные встреченным в конекской свите, но без остатков лепидофита *Angarodendron obrutschewii* Zal., и палинокомплекс с *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. и присутствием *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. и *Cordaitea*, что дает основание считать время формирования этой подсвиты – верхнемазуровским, т.е.  $C_2^2$ .

Верхняя подсвита охарактеризована двустворками рода *Mrassiella* cf. *plana* Bet., *M. magniforma* Rag., *Kinkerkaella* sp., *Angarodon rugatus* Khalf. и комплексом растений: различные рифлории *Ruflorella ex gr. theodorii* (Tschirk. et Zal.) Meyen, *R. ex gr. poryvaica* Gluch., много семян *Samaropsis pauxilla* Zal., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radcz. и др. В палинологических комплексах подсвиты меньше спор *Cyclobaculisporites trichacanthus*, их сменяют *Remysporites psilopterus*, появляются мелкошиповатые и мелкобугорчатые споры групп *Granulatisporites*, довольно много пыльцы кордаитов. Возраст верхней подсвиты – поздний карбон – начало ранней перми ( $C_3 - P_1^1$ ).

В Мало-Ботубинском районе аналогом конекской и айхальской свит, по мнению Е.М. Ващенко, А.Е. Бессолицына, Г.Х. Файнштейна, является ботубинская свита ( $C_2^2 - P_1^1$ ), которая по литологическому составу и палинокомплексам подразделяется на две подсвиты.

Распространена она на площади широко, выделяется почти во всех разрезах верхнего палеозоя, мощность ее до 65 м. Комплекс ископаемых растений (семенные папоротники, некоторые виды кордаитов и семена) имеет облик мазуровско-алыкаевской флоры с элементами нижней перми.

Палинокомплекс нижней подсвиты с доминантом *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., субдоминантами *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. и пыльцы кордаитов сопоставляется с нижнекатским и мазуровским комплексами ( $C_2^2$ ).

Палинокомплекс верхней подсвиты с доминирующим положением пыльцы кордаитов и подчиненным — *Cyclobaculisporites trichacanthus* сопоставляется с верхнекатским и алыкаевским спорово-пыльцевыми комплексами, а значительное (до 40%) присутствие кордаитовой пыльцы сближает эти комплексы с раннепермскими (промежуточный горизонт Кузбасса).

Поэтому мы сопоставляем конекскую свиту и нижнеайхальскую подсвиту с нижеботуобинской подсвитой ( $C_2^2$ ), а верхнеайхальскую — с верхнеботуобинской ( $C_3-P_1^1$ ).

В унифицированной стратиграфической схеме 1979 г. возраст ботуобинской свиты — нижняя пермь на уровне бургуклинской свиты или ишановского, кемеровского и усятского горизонтов Кузбасса; мы не можем с этим согласиться, так как и флора и палинокомплексы свиты значительно древнее.

В Айхальском районе пермские отложения выделяются в ахтарандинскую ( $P_1$ ) и боруллойскую ( $P_2$ ) свиты.

Ахтарандинская свита распространена спорадически, мощность ее 45–70 м, среди ископаемых растений отмечаются различные руфлории, в том числе *Rufloria ex gr. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. meyenii* Gluch., палинокомплекс представлен преимущественно пыльцой кордаитов и спорами *Granulatisporites*, *Raistrickia*.

Аналог этой свиты в Мало-Ботуобинском районе отсутствует.

Боруллойская свита выделяется в обоих районах. В Айхальском она распространена незначительно, мощность ее до 30 м. Флора "*Noeggerathiosis*" *angustifolia* Neub., *Crassinervia acuminata* Tolst., *Juccites jakutiensis* Tolst. и др.; палинокомплекс — пыльца кордаитов, гинкговых, споры *Raistrickia*.

В Мало-Ботуобинском районе боруллойская свита распространена повсеместно, мощность ее до 80 м. В составе свиты выделяют две подсвиты. Флора верхнепермская: *Cordaites kuznetskiana* (Gorel.) Meyen, *Rufloria oldzerassica* (Gorel.) Meyen, *Crassinervia tenera* Gorel. Палинокомплекс — *Cordaites*, *Raistrickia*.

Заключают разрез верхнего палеозоя вулканогенно-осадочные образования алаkitской свиты, которые выделяются только в Айхальском районе, где широко распространены, имеют мощность до 100 м. В них определена флора поздней перми — раннего триаса: *Marchajella kaschirzevii* Tolst., *Juccites jakutensis* Tolst. и др. В спорово-пыльцевых комплексах — миоспоры верхнепермского — нижнетриасового возраста.

Таким образом, различия в стратиграфии обоих типов разрезов, по мнению Е.М. Вашенко, А.Е. Бессолицына и Г.Х. Файнштейна, таковы:

1. В Айхальском районе мы не имеем в разрезе верхнего палеозоя низов среднего карбона (башкирский ярус — лапчанская свита ( $C_2^1$ )).

2. Среди пермских отложений в Мало-Ботуобинском районе не выделяется нижняя пермь (ахтарандинская свита), но широко распространена верхняя пермь (боруллойская свита).

3. Вулканогенно-осадочные образования алаkitской свиты ( $P_2-T_1$ ) имеют место только в айхальском типе разрезов.

Сходство обоих типов разрезов заключается в том, что в этих районах среднекарбонные отложения трансгрессивно перекрываются породами верхнего карбона — ранней перми (ботуобинская и айхальская свиты).

## ГЛАВА III

### ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Состав и строение отложений верхнего палеозоя рассматриваемой территории неоднократно обсуждались в специальной литературе. Вместе с тем необходимость возвращения к этому вопросу диктуется рядом причин. Во-первых, со времени последних публикаций собран новый обширный материал. Так, авторами описан керн более 300 скважин, для которых произведен весь комплекс петрографо-минералогических исследований. Кроме того, авторы предыдущих публикаций не всегда использовали весь необходимый комплекс методов диагностики пород и минералов и, особенно, приемов их обработки.

Ниже приводятся новые данные по гранулометрическому составу, петрографии и минералогическим особенностям пород для отдельных участков рассматриваемой территории.

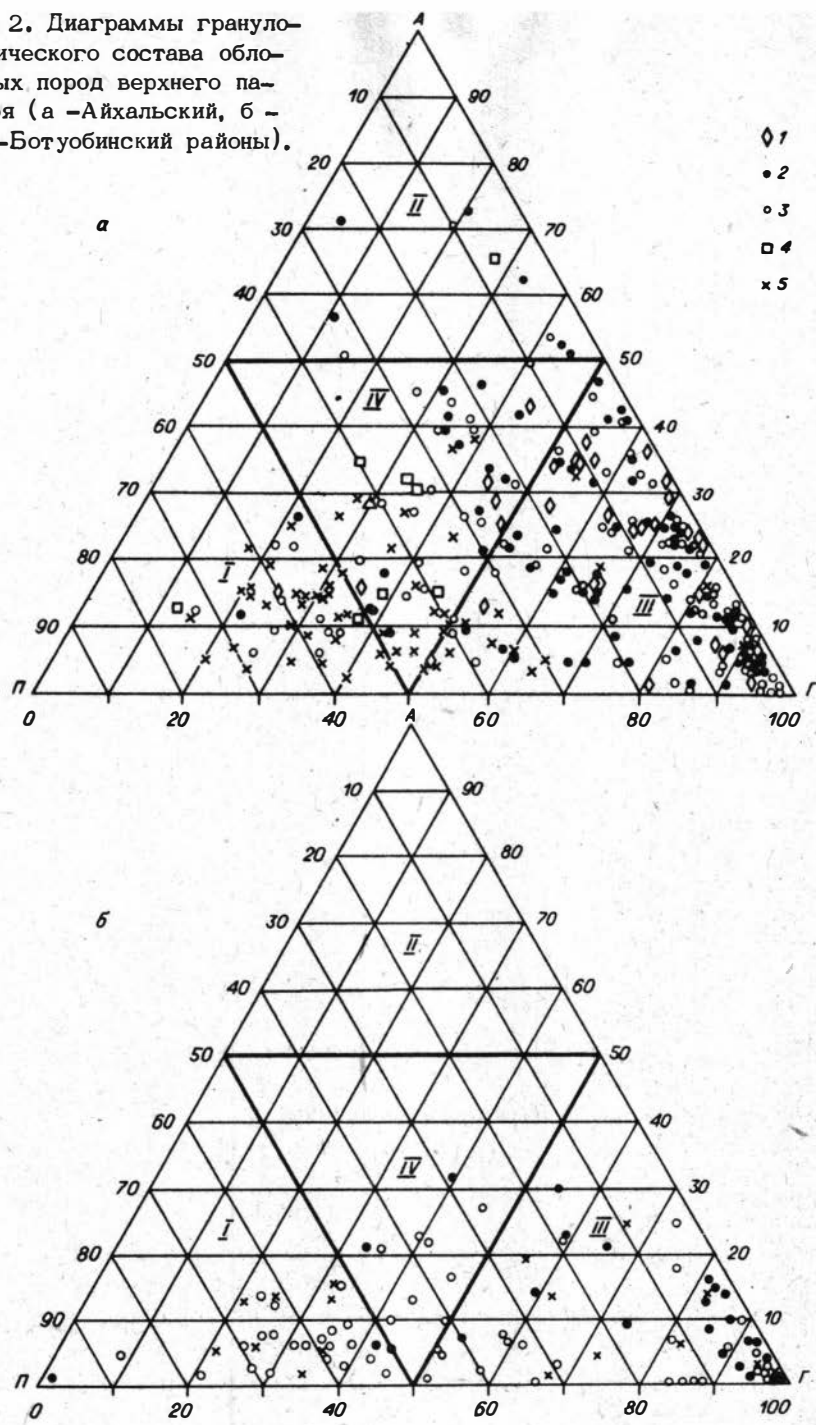
#### ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Разрезы изученных районов представлены обычным для угленосных отложений набором пород — песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами, углистыми сланцами. Подчиненное значение имеют грубообломочные отложения, аргиллиты, каменные угли и туффиты. Несмотря на кажущееся однообразие гранулометрического состава изученных разрезов, изменения его как по свитам внутри районов, так и между районами значительны, особенно для каменноугольных отложений (рис. 2).

Конекская свита Айхальского района характеризуется значительным количеством грубообломочных пород, залегающих обычно в основании верхнепалеозойской толщи (до 10,4%), преобладающей ролью песчаников (50,2%), реже алевролитов (20,1%) при подчиненном значении углистых пород (15%), аргиллитов и углей (табл. 7). В нижнеайхальской подсвите несколько возросло количество песчаников и углисто-глинистых пород при значительном сокращении содержания конгломератов и гравелитов. Верхнеайхальская подсвита характеризуется почти полным отсутствием грубообломочных пород, большим количеством песчаников и алевролитов и меньшим — углистых пород. В разрезе ахтарандинской и боруллойской свит возросло содержание грубообломочных и песчаных пород при уменьшении роли тонкозернистых осадков. Прослой туффитов — характерная особенность ахтарандинской свиты.

Лапчанская свита Мало-Ботуобинского района, в отличие от конекской Айхальского района, отличается преобладанием алевролитов над песчаниками. В составе свиты также значительно присутствие грубообломочных пород (см. табл. 7). В нижнеботуобинской подсвите, по сравнению с лапчанской свитой, резко возросло количество песчаников и, наоборот, сократилось — алевролитов, аргиллитов и углистых пород. Вышележащие стратиграфические подразделения (верхнеботуобинская подсвита и боруллойская свита) в целом хорошо сопоставляются по гранулометрическому составу пород с одновозрастными образованиями Айхальского района. Следует лишь отметить повышенное содержание грубообломочных пород в верхнеботуобинской подсвите по сравнению с верхнеайхальской.

Рис. 2. Диаграммы гранулометрического состава обломочных пород верхнего палеозоя (а - Айхальский, б - Мало-Ботубинский районы).



П - песчаники, А - алевролиты, Г - глины. Семейства: I - псаммитов, II - алевролитов, III - глин, IV - неотсортированных пород. 1 - конекская свита, 2 - нижнейайхальская подсвита (а) и лапчанская свита (б), 3 - верхнейайхальская подсвита (а), ботубинская свита (б), 4 - ахтарандинская и 5 - боруллойская свиты.



Таблица 7

Литологические типы пород в разрезе верхнего палеозоя северо-восточного и восточного бортов Тунгусской синеклизы

Порода	Содержание литологических типов пород, %									
	Айхальский район						Мало-Ботуобинский район			
	Конек- ская свита	Нижней- хальская подсвита	Верхней- хальская подсвита	Ахтаран- динская свита	Борулло- ская свита	Лапчан- ская сви- та	Нижнебо- туобинская подсвита	Верхнебо- туобин- ская под- свита	Нижнебо- рулло- ская подсвита	Верхне- борул- ло- йская подсвита
Конгломе- раты	10,4	3,3	0,3	2,7	1,6	7,5	2,1	5,2	4,0	1,3
Гравелиты	2,5	0,8	0,1	0,7	1,7	1,7	4,8	2,4	0,8	0,1
Песчаники	50,2	54,5	60,1	80,4	85,7	20,2	80,8	58,7	83,7	95,2
Алевролиты	20,1	19,8	31,5	12,1	6,5	55,1	10,9	28,1	3,7	3,1
Аргиллиты	1,6	3,8	4,6	2,7	0,4	10,8	0,3	1,8	7,3	0,2
Углистые аргиллиты, сланцы, алевролиты	15,0	17,1	2,7	0,7	4,0	4,7	0,9	3,2	0,5	0,1
Угли ка- менные	0,2	0,7	0,7	-	0,1	-	0,2	0,6	-	-
Туффиты	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-

Обломочные породы изученных районов имеют преимущественно смешанный состав. Наряду с преобладающей фракцией постоянно присутствует примесь обломков других размерностей. Для пород характерна плохая сортировка обломочного материала. Средние значения коэффициентов сортировки, установленные для песчаников Айхальского района, изменяются от 3,7 в нижеайхальской подсвите до 5,9 в боруллойской свите. Алевролиты имеют лучшую сортировку по сравнению с песчаниками. Среди плохо отсортированных пород отмечены прослои песчаников и алевролитов, обладающие средней и реже хорошей сортировкой, о чем свидетельствуют минимальные значения коэффициентов. Отложения Мало-Ботубинского района хуже отсортированы. Для них установлены наивысшие значения коэффициентов сортировки (табл. 8).

Наименьшие медианные размеры зерен отмечены для песчаников конекской свиты Айхальского района - в среднем 0,01. Вверх по разрезу наблюдается увеличение медианных размеров, и наивысшие значения фиксируются для песчаников боруллойской свиты (0,08). Такая же закономерность в изменении медианных размеров и у алевролитов. В целом осадки восточной части Тунгусского бассейна характеризуются большими значениями медиан, чем аналогичные типы породы северо-восточной части. Это свидетельствует о том, что в течение позднего палеозоя условия осадконакопления на северо-восточном и восточном бортах не оставались неизменными как во времени, так и в пространстве.

Рассмотрим особенности гранулометрии для Айхальского района. Большинство точек на диаграмме Дж. Фридмана, соответствующих пробам из конекской свиты, легли в поле речных осадков. В нижеайхальской подсвите доля пляжных песков увеличивается, достигая в верхнеайхальской подсвите 40% гранулометрических анализов. В ахтарандинской свите пробы почти полностью легли в поле речных песков.

Определение условий формирования отложений конекской свиты с помощью диаграммы Р. Пассеги (рис. 3, а) показывает, что значения С и М преобладающего числа проб отвечают осадкам, выпавшим из градационной суспензии, т.е. в обстановках седиментации, возникающих в нижних частях быстрых речных потоков, непосредственно у дна. Сортировка отложений средняя и плохая, на большинстве гистограмм мода смещена в сторону крупнозернистой фракции. Анализ основных точек перегибов на логарифмических кривых, нанесенных на динамическую диаграмму Г.С. Вишера, указывает на значительное участие в процессах осадконакопления сольтационного (40-50%) и суспензионного (10-60%) факторов, тракцией перемешалось от 0 до 30% всех осадков свиты. Вероятная минимальная скорость, основанная на расчете минимальной грузоподъемности потока, составляла в конекское время для взвеси, согласно данным таблицы, приведенной у Ф. Петтиджона /1981/, примерно 13,2 см/с.

Пробы из отложений нижеайхальской подсвиты на диаграмме Р. Пассеги расположены преимущественно в субполе, которое отвечает осадкам однородной суспензии, отложенным в условиях медленного течения рек. Единичные пробы легли в поле, отвечающем переносу на русловых участках рек. Сортировка от хорошей (25%) до плохой (55%); в большинстве проб (65%) мода смещена в крупнозернистую часть. Вероятная минимальная скорость потоков в нижеайхальское время составляла для взвеси 18 см/с. Осадки переносились преимущественно сольтацией (20-85%) и в суспензии (3-80%).

В верхнеайхальское время материал отлагался в виде градационной суспензии, а также, в меньшей степени, в виде донной и пелагической суспензии. Расшифровка кривых Г.С. Вишера показала, что перенос осадков в суспензии составлял 10-50%, а сольтацией - 50-90%. Минимальная скорость

Таблица 8

Гранулометрическая характеристика песчано-алевритовых пород верхнего палеозоя Мало-Ботубинского района (класс < 1 мм)

Стратиграфическое подразделение (свита)	Медианный размер ( $M_d$ )		Коэффициент сортировки ( $S_o$ )	
	Песчаники	Алевриты	Песчаники	Алевриты
Лапчанская	$\frac{0,004-0,25}{0,035}$	$\frac{0,004-0,045}{0,01}$	$\frac{1,9-8,2}{5,2}$	$\frac{1,5-5,0}{2,4}$
Ботубинская	$\frac{0,005-0,5}{0,064}$	$\frac{0,005-0,02}{0,015}$	$\frac{1,4-9,4}{5,7}$	$\frac{2,0-6,3}{3,2}$
Боруллойская	$\frac{0,006-0,45}{0,12}$	$\frac{0,005-0,03}{0,011}$	$\frac{1,6-9,0}{6,1}$	$\frac{1,7-4,6}{2,3}$

потока здесь 14,1 см/с. Сортировка средняя (60%) и плохая (35%), мода смещена в крупнозернистую часть. Значения коэффициента Траска, нанесенные на дополнительную диаграмму Смирнова - Ярикова (см. рис. 3, б), в сочетании с диаграммой Р. Пассеги позволяют утверждать, что в данное время наряду с континентальными были распространены и морские обстановки.

Отложения ахтарандинской свиты занимают на диаграмме Р. Пассеги поля, соответствующие переносу в донной и градационной суспензиях и качеством. Сортировка отложений свиты плохая (70%), мода расположена в крупнозернистой части. Трактацией переносилось до 80%, в суспензии от 10 до 60% от всех осадков. Вероятная минимальная скорость потоков около 18 см/с.

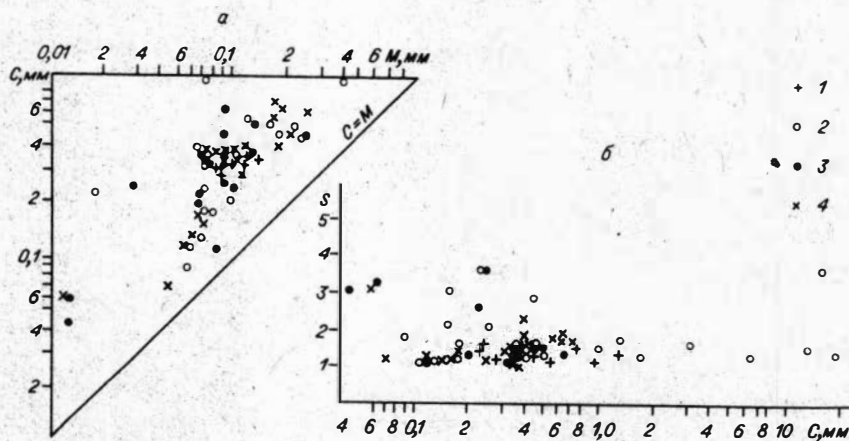


Рис. 3. Расположение точек по результатам гранулометрического анализа пермско-каменноугольных отложений Айхальского района.

а - диаграмма СМ (по Р. Пассеге), б - дополнительная диаграмма А.В. Смирнова и Г.М. Ярикова.

1 - конекская свита, 2 - нижнейахальская и 3 - верхнейахальская под-свиты, 4 - ахтарандинская свита.

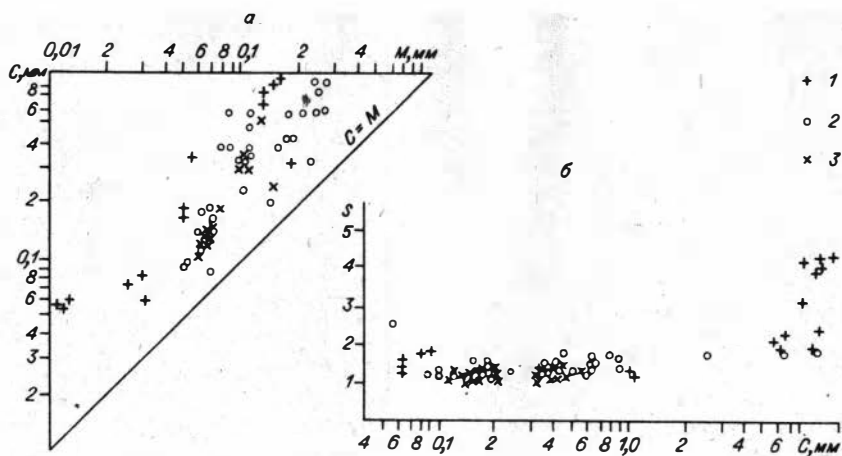


Рис. 4. Расположение точек по результатам гранулометрического анализа пермско-каменноугольных отложений Мало-Ботубинского района.

а - диаграмма СМ (по Р. Пассеги), б - дополнительная диаграмма А.В. Смирнова и Г.М. Ярикова.

1 - лапчанская, 2 - ботубинская и 3 - боруллойская свиты.

Осадки лапчанской свиты Мало-Ботубинского района образовывались в полифаціальных условиях. На диаграмме Р. Пассеги (рис. 4, а) они занимают поля, соответствующие отложениям спокойных вод, однородной суспензии, а также донной суспензии и качения. Сортировка средняя и плохая; мода смещена в крупнозернистую часть. Перенос осадков осуществлялся чаще всего сальтацией (1-80%) и в суспензии (20-95%). Минимальная скорость течения в лапчанское время превышала 45,3 см/с. Значительные колебания скорости потоков этого времени связаны, возможно, с паводковыми сбросами вод.

Ботубинская свита отлагалась в обстановках спокойных (озерных?) вод и рек. Перенос осадков осуществлялся в однородной и донной суспензиях, качением и редко мутьевыми потоками. Накопление наносов свиты происходило посредством тракции (0-60%) и сальтации (40-50%), частично отложение шло из суспензии (5-50%). Сортировка отложений средняя (65%) и плохая (35%), мода находится в крупнозернистой части (65% случаев). Осаждение материала происходило при скоростях меньше 45,3 см/с. Анализ диаграмм Фридмана показывает, что на территории района преобладали речные обстановки. Распределение точек на диаграмме Р. Пассеги с дополнениями Смирнова - Ярикова (см. рис. 4, б) также свидетельствует о речном переносе.

В боруллойское время отложение материала происходило из однородной и донной суспензий. Преобладали сальтационный (40-70%) и суспензионный (5-60%) факторы. Нижняя граница скорости течений в большинстве случаев 14,1 см/с. Сортировка отложений свиты средняя.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТНОСТИ

В разрезах верхнего палеозоя изученных районов в терригенных породах установлена примесь карбонатного материала. Насыщенность их карбонатным веществом в разрезе и в пространстве неодинакова. В пределах Айхальского района наиболее карбонатные разрезы вскрыты на левобережье р. Сох-солох. К западу количество карбонатов в терригенных породах сокращается. Устанавливается определенная зависимость между содержанием карбонатного

материала и литологическим составом пород. Алевролиты, как правило, характеризуются более повышенным содержанием карбонатного вещества, чем песчаники. В разрезе верхнего палеозоя Айхальского района каменноугольные отложения отличаются повышенной примесью карбонатного материала по сравнению с пермскими. Наибольшая карбонатность отмечена в песчаниках (10,34%) и алевролитах (21,04%) верхнеайхальской подсвиты.

В Мало-Ботубинском районе наибольшей карбонатностью обладают алевролиты, аргиллиты и тонкозернистые песчаники лапчанской свиты, в которых количество карбонатного вещества колеблется от 8,0 до 22,6%. Вверх по разрезу примесь карбонатов в породах сокращается. В отложениях нижнеботубинской подсвиты их содержание составляет 8,6–11,8%, а верхнеботубинской – 7,6–13,0%. В боруллойской свите карбонатное вещество приурочено в основном к разнозернистым песчаникам. Количество его в нижнеборуллойской подсвите колеблется в пределах 4,0–8,6%. Верхнеборуллойская подсвита практически бескарбонатна: в единичной пробе песчаника отмечено содержание карбонатного вещества до 8,6%. Таким образом, каменноугольные отложения Мало-Ботубинского района также характеризуются повышенной карбонатностью по сравнению с пермскими.

## ТЕКСТУРЫ

Слоистость верхнепалеозойских отложений изучалась по керну скважин, с этой же целью использовались шлифованные образцы. Слоистость обусловлена в целом сортировкой по гранулометрическому составу и присыпками углефицированного растительного детрита, реже отмечаются намывы слюды на плоскостях наслоения. Из-за отсутствия ориентированных столбиков зерна направления наклона косых слоев не определялись. Косослоистые текстуры характерны для песчаных пород, а для алеврито-глинистых пород типичны горизонтально-слоистые и массивные текстуры, часто обнаруживающие в шлифах тонкое чередование светлых и темных полосок алеврита различной зернистости и тонкозернистого песка, аргиллиты имеют микрослоистость, которая подчеркивается субпараллельным расположением углефицированных обрывов растений, или комковатую текстуру.

Текстурные особенности песчано-алевритовых и глинистых пород являются одним из признаков, позволяющим реконструировать фациальную принадлежность осадка. Вопросам детального изучения типов слоистости были посвящены труды Л.Н. Ботвинкиной /1962/, П.П. Тимофеева /1969/, Р. Градзинского и др. /Седиментология, 1980/, Р. Селли /1981/ и других. Все эти работы привлекались авторами для анализа палеофаций пермско-каменноугольных отложений в Айхальском и Мало-Ботубинском районах.

К сожалению, невозможно было использовать неориентированные керновые столбики для выяснения направлений течения палеопотоков, поэтому наблюдавшиеся типы слоистости рассматривались лишь для установления характера потоков, учитывая существующую зависимость между формой пластов, размером зерен и скоростью потоков /Петтидзон, 1981/.

В породах верхнего палеозоя рассматриваемых разрезов установлены слоистые и массивные текстуры. Слоистость в осадках подчеркивается присыпкой растительного детрита, намывом слюды на плоскостях напластования, гранулометрической сортировкой обломочного материала, чередованием слоев различной окраски, обрывками растительных тканей, редко ориентировкой окатышей и галек. Среди слоистых текстур широко развиты горизонтальная, волнистая, линзовидная, косая, косоволнистая, перистая, мульдобразная. Из

неслоистых типичными являются массивная, комковатая, беспорядочная и пудинговая текстуры.

Различные текстуры присущи определенным, иногда многим типам пород, а также определенному стратиграфическому подразделению. Грубообломочные породы всех свит Айхальского района имеют массивную, беспорядочную и пудинговую текстуры. Обломочный материал в них практически не отсортирован, ориентировка обломков и галек в основном отсутствует. Для песчаников конекской свиты характерны как массивные, так и слоистые текстуры, среди которых развиты волнистая, пологоволнистая, косая и косоволнистая, линзовидная. Мощность слоистых серий от 1 до 15 см. Косая слоистость мелкая, одно- и разнонаправленная, с углами наклона слоев от 5-10 до 15-20°. Слойки изогнуты выпуклой стороной к основанию серийного шва, реже к кровле. Косослоистые серии расположены между горизонтальными, пологонаклонными, волнистыми. В мелко-тонкозернистых песчаниках и алевролитах широко распространена мелкая и тонкая волнистая, горизонтальная, реже косая слоистость. Для пород нижеайхальской подсвиты характерны в целом текстуры, аналогичные вышеописанным. В них также отмечена косая одно- и разнонаправленная, перекрестная, волнистая, пологоволнистая, горизонтальная и линзовидная слоистость. Весьма характерно для подсвиты мелкое (1-5 см) линзовидно-волнистое переслаивание тонкозернистых песчаников с углистыми аргиллитами. Для углистых пород установлена в основном тонкая горизонтальная слоистость до листоватой. Песчаникам верхнеайхальской подсвиты свойственны все вышеописанные текстуры. В них отмечена линзовидная, волнистая, косая, перистая и горизонтальная мелкая и тонкая слоистость. Характерной особенностью верхнеайхальской подсвиты является тонкое горизонтальное переслаивание аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников различных цветов, обусловивших своеобразную полосчатость. Чистые аргиллиты часто имеют раковистый излом. Для базальных и внутриформационных конгломератов ахтарандинской свиты и крупнозернистых песчаников с рассеянной галькой характерны беспорядочная и пудинговая текстуры. Песчаники мелкозернистые, туфопесчаники обладают преимущественно крупной и мелкой косой, косо-, пологоволнистой и горизонтальной слоистостью. Алевролиты обычно имеют пологоволнистую мелкую и горизонтальную тонкую слоистость. Грубообломочным породам боруллойской свиты присущи массивная и грубослоистая текстуры. Слоистость, как правило, косая и косоволнистая, наклонная параллельная неотчетливая. Более мелкозернистые породы характеризуются мелкой слоистостью, а также массивной текстурой. Слоистость чаще пологонаклонная до горизонтальной, косоволнистая. Алевролиты обычно тонкослоистые, реже массивные. Слоистость горизонтальная или пологонаклонная.

Для пород Мало-Ботубинского района также установлены слоистые и неслоистые текстуры в зависимости от гранулометрического состава. Грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) в основном массивные, реже грубослоистые. Песчаники лапчанской свиты массивные и слоистые. Слоистость мелкая горизонтальная, пологонаклонная и косая однонаправленная с углами падения слоев до 20°. Алевролиты обычно обладают тонкой горизонтальной, волнистой, реже косой слоистостью. Песчаники нижеботубинской подсвиты характеризуются горизонтальной, пологонаклонной, косой, редко линзовидной, перистой прерывистой слоистостью, а также однородной текстурой. Алевролиты и углисто-глинистые породы имеют тонкую горизонтальную, иногда волнистую слоистость. Для аргиллитов характерен раковистый излом. Крупно-среднезернистые песчаники нижней части верхнеботубинской подсвиты в основном массивные и грубослоистые. Слоистость выражена слабо, преобла-

дает наклонная, косая, реже горизонтальная параллельная. Более тонкозернистые отложения верхней части подсвиты в основном имеют тонкую горизонтальную слоистость, часто наклонную, волнистую, реже косую. Текстуры песчаников боруллойской свиты преимущественно неслоистые. Также отмечается горизонтальная, косая одно- и разнонаправленная, реже волнистая и линзовидная слоистость. Алевролиты, углисто-глинистые породы имеют четко выраженную тонкую горизонтальную, волнистую, иногда линзовидную слоистость.

## СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПОРОД

Грубообломочные породы. Изучением конгломератов и рыхлых гравийно-галечных отложений авторы непосредственно не занимались, так как горизонты этих пород полностью опробовались производственными организациями при проведении поисковых работ на алмазы. Поэтому в настоящем разделе приведены результаты исследований геологов Айхальской и Ботубинской экспедиций.

В разрезе верхнего палеозоя изученных районов грубообломочные породы развиты неравномерно. В Айхальском районе они приурочены в основном к базальным горизонтам конекской свиты. Снизу вверх количество конгломератов и гравелитов резко сокращается, некоторое возрастание наблюдается в разрезе перми. Описываемые породы залегают в виде маломощных, невыдержанных по мощности и простираению, базальных и реже внутриформационных прослоев и линз. В разрезе конекской свиты и нижеайхальской подсвиты горизонт грубообломочных пород пространственно тяготеет к пониженным участкам погребенного досреднекарбового рельефа. Отмечается до 2-3, иногда и более прослоев общей мощностью до 5,0 м, в среднем для конекской свиты - 0,5 м. В основании нижеайхальской подсвиты местами вскрыты горизонты внутриформационных конглобрекций максимальной мощностью до 23,4 м.

Конгломераты базальных горизонтов каменноугольного возраста плохо отсортированы, количество обломочного материала колеблется от единиц до 60%. Преобладают обломки размером 2-5 см, редки крупные гальки и мелкие валуны. Окатанность галек средняя и плохая. Форма чаще округлая, изометричная, реже уплощенная и эллипсовидная. Обломочный материал в разрезе конекской свиты представлен в основном кремнями, реже кварцитами, кислыми эффузивами и карбонатными породами. В разрезе нижеайхальской подсвиты состав галек распределен следующим образом (в %): кварциты - 36,4, кварц - 22,8, кремни - 21,3, кислые эффузивы - 9,5, песчаники - 4,5, роговики - 3,9, карбонатные породы - 1,6. Обломочный материал внутриформационных конгломератов карбона представлен главным образом окатышами подстилающих алевролитов, аргиллитов, углистых пород, известняков. Цементом заполнения грубообломочных отложений является песчано-гравийный материал, в различной степени оглиненный. Текстура цемента и ориентировка обломков в основном беспорядочные. Наблюдается субгоризонтальная ориентировка уплощенных окатышей. Конгломераты в северо-восточных разрезах нижней и верхней перми (ахтарандинская и боруллойская свиты) залегают обычно в виде линз и прослоев общей мощностью до 5 м. Количество галек изменяется от 1-5 до 50-70%. Обломки имеют лучшую окатанность, чем в подстилающих карбовых отложениях. Состав чаще кремнистый, много кварца, кварцитов, отмечается до 20% кислых эффузивов - плагиопорфиры, гранофиры, кварцевые порфиры, реже встречаются песчаники, алевролиты



и карбонатные породы. Цементом служит разнозернистый песчаник.

В Мало-Ботуобинском районе грубообломочные породы в разрезе верхнего палеозоя распространены более равномерно. В то же время сохраняется общая направленность в изменении их снизу вверх для обоих районов. Горизонты конгломератов в восточных разрезах также тяготеют к основанию стратиграфических уровней, реже бывают "повешены". Петрографический состав галек приведен в табл. 9, где видно, что обломочный материал конгломератов лапчанской свиты на 42,2% представлен кремнями и окремненными породами, 27,1% составляют кварциты, в подчиненном количестве присутствуют эффузивы, карбонаты и другие породы. Окатанность галек в основном слабая (40,0% от общего количества галек), реже средняя (25,4%) и хорошая (20,4%). Прекрасно окатанных галек отмечено 4,5%. В грубообломочных породах ботуобинской свиты преобладают гальки кварцитов (53,0% в нижней и 61,2% в верхнеботуобинской подсвитях), реже установлены кремни, окремненные породы. В заметных количествах (до 7,4%) в верхнеботуобинской подсвите встречены кислые и средние эффузивы. Окатанность галек из нижнеботуобинской подсвиты в основном умеренная (36,8% от общего количества), хорошая (31,0%) и плохая (23,2%). Несколько увеличилось количество прекрасно окатанных обломков (9,2%). Обломочный материал верхнеботуобинской подсвиты характеризуется хорошей (49,5%), средней (27,9%), реже прекрасной (12,3%) и плохой (10,3%) окатанностью. Петрографический состав галек из конгломератов нижнеборуллойской подсвиты на 51,1% представлен кремнями и окремненными породами, в меньшей степени кварцитами (36,5%). Степень окатанности незначительно ухудшилась. Хорошо окатанных обломков отмечено 38,3%, умеренно окатанных - 38,4%, прекрасно окатанных - 7,2%. Несколько возросло количество плохо окатанных галек (16,1%). Во всех стратиграфических подразделениях района окатанность прямо зависит от петрографического состава. Наилучшей окатанностью обладают гальки кварцитов, в меньшей степени - кварца, кремней и кислых эффузивов. Среди плохо окатанных обломков доминируют кремнистые и карбонатные породы, реже кварциты, песчаники, угли.

Из анализа приведенного материала следует, что в составе конгломератов обоих изученных районов преобладают гальки кремнистого состава, реже кварца, кварцитов и кислых эффузивов.

Песчаные, алевролитовые и глинистые породы. В изученных районах установлены обломочные породы всех минералогических классов по А.Г. Коссовской /1962/. Наиболее распространены среди них семейства кварцевых и граувакковых пород, реже встречаются аркозы.

Ниже рассмотрим изменения петрографического состава песчано-алевритовых пород различных стратиграфических подразделений верхнего палеозоя по районам (рис. 5).

В пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы в составе конекской свиты развиты преимущественно кварцевые отложения. Песчаники имеют мелкозернистые алевропсаммитовые структуры, сложены слабо окатанным и плохо отсортированным материалом. По составу они олигомиктовые: олигомиктово-кварцевые, реже аркозово- и граувакково-кварцевые (60-75% кварца, 15-20% полевых шпатов, 5-15% обломков пород). Обломочные зерна кварца изометричные, в различной степени окатанные, с волнистым погасанием. Полевые шпаты представлены прозрачными зернами микроклина, реже буроватым ортоклазом и единичными обломками серицитизированных кислых плагиоклазов. Среди обломков пород преобладают кремни, сложенные криптокристаллическим и тонкоагрегатным кремнеземом, реже - лучистым халцедоном. Встречаются обломки кремнистых оолитов, микрокварцитов, в единичных зер-

Таблица 9

Петрографический состав галек конгломератов Мало-Ботуобинского района

Порода	Стратиграфическое подразделение							
	Лапчанская свита		Нижнеботуобинская подсвита		Верхнеботуобинская подсвита		Нижнеборуллойская подсвита	
	Кол-во галек, шт.	%	Кол-во галек, шт.	%	Кол-во галек, шт.	%	Кол-во галек, шт.	%
Кварц	13	2,8	7	2,5	31	6,4	-	-
Кварцит	127	27,1	149	53,0	298	61,2	50	36,5
Кремни и окремненные породы	198	42,2	84	29,9	102	20,9	70	51,1
Халцедон	-	-	1	0,4	1	0,2	1	0,7
Кислые и средние эффузивы	41	8,7	8	2,8	36	7,4	4	2,9
Гнейсы	1	0,2	2	0,7	4	0,8	-	-
Мергель	1	0,2	-	-	-	-	-	-
Известняк	42	9,0	7	2,5	-	-	2	1,5
Доломит	22	4,7	3	1,1	6	1,2	1	0,7
Песчаник	11	2,3	12	4,3	1	0,2	3	2,2
Алевролит	-	-	-	-	3	0,6	2	1,5
Уголь	8	1,7	4	1,4	-	-	-	-
Измененные породы	5	1,1	4	1,4	5	1,1	4	2,9
Всего . . .	469	100,0	281	100,0	487	100,0	137	100,0

Примечание. В таблице использованы данные В.И. Тараненко, ПГО "Якутскгеология".

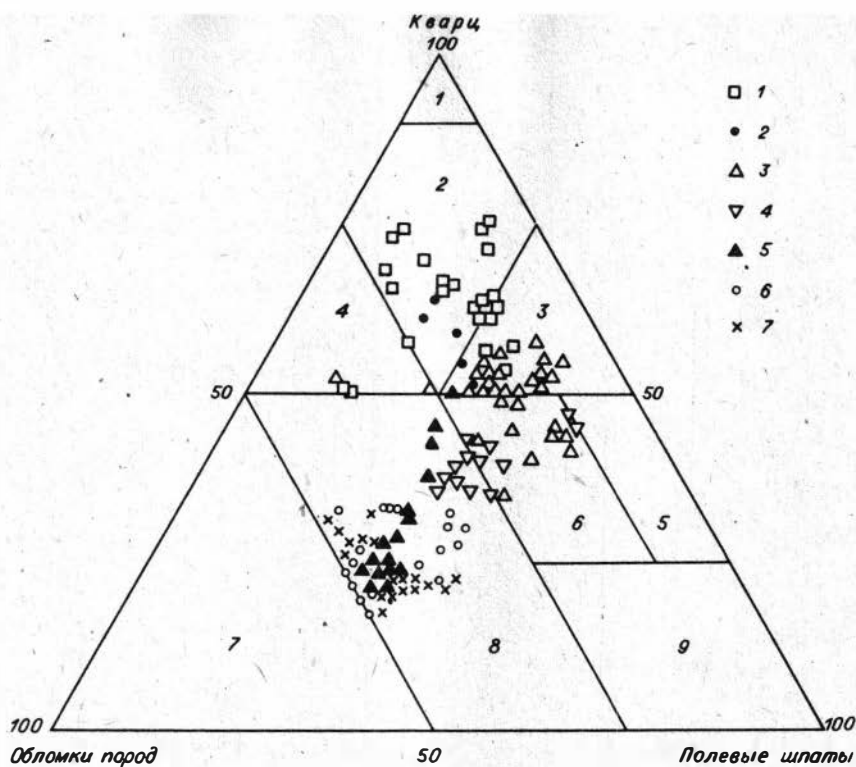


Рис. 5. Диаграмма состава обломочной части песчано-алевритовых пород верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы.

1 — конекская свита, 2 — нижнейахальская и 3 — верхнейахальская подсвиты, 4 — ахтарандинская, 5 — лапчанская, 6 — ботубобинская и 7 — боруллойская свиты.

нах отмечены филлиты и кислые эффузивы. В граувакково-кварцевых песчаниках в значительных количествах появляются округлые обломки, сложенные микро-тонкозернистым агрегатом каолинита. Слюды представлены единичными чешуйками мусковита и хлорита, отмечаются реликты каолинизированного биотита. Из аксессуарных минералов постоянны турмалин и циркон, в единичных зернах встречены эпидот, гранат, офен, рутил, апатит и дистен. Аутигенные минералы — каолинит, сидерит, пирит — возникают в результате преобразования первичного глинистого вещества и обломочного биотита. Кроме того, наблюдается регенерация обломочных зерен микроклина. Цемент песчаников порово-базальный или базальный (20-50%), каолиновый, гидрослюдистый и железисто-каолиновый.

Алевриты обычно углистые, линзовидно-слоистые, олигомиктово-кварцевые по составу. От песчаников отличаются структурой; размер обломочных зерен 0,036-0,2 мм, с преобладанием фракции 0,05-0,09 мм. Цемент алевритов базальный (около 50%), каолиново-гидрослюдистый.

Аргиллиты — углистые, линзовидно-слоистые, сложенные слабо поляризующей глинистой массой каолинита и гидрослюд, переполненной тонкоизмельченными терригенными зёрнами кварца, полевых шпатов, чешуйками гидрослюд.

Итак, породы конекской свиты отличаются набором устойчивых породообразующих (кварц, калиевые полевые шпаты, кремни) и аксессуарных (турмалин, циркон) компонентов и наличием седиментационного каолинита в составе цемента песчаников и ассоциирующих с ними аргиллитов. Материнскими породами для осадков конекской свиты являлись, по-видимому, осадочные образования нижнего палеозоя; незначительную роль играли кристаллические породы, при этом в областях питания обломочный материал претерпевал существенную переработку в процессе интенсивного химического выветривания.

В составе нижнейхайхальской подсвиты преобладают аркозово-кварцевые песчаники, которые вверх по разрезу сменяются граувакковыми аркозами. Аркозово-кварцевые песчаники – слоистые породы с мелкозернистой алевропсаммитовой структурой, слабой степенью сортированности обломков, угловатой и полуокатанной формой зерен. Состав обломков: кварц 50–60%, полевые шпаты 25–30%, обломки пород 5–20%, биотит 5–10%. Наиболее распространенными типами кварца являются гидротермальный и изверженный, в меньшем количестве содержится кварц метаморфических пород. Полевые шпаты представлены калишпатами и кислыми плагиоклазами. Калишпаты обычно преобладают. Среди обломков пород по-прежнему значительна роль кремней, в меньшем количестве содержатся кислые эффузивы и микрокварциты. В основании подсвиты встречены песчаники, содержащие обломки каолинита.

В отличие от конекских, в песчаниках нижнейхайхальской подсвиты сохраняются многочисленные пластинки различной степени гидратизированного биотита, переходящего в каолинит. Аксессуарные минералы: эпидот, сфен, гранат, турмалин, циркон, реже апатит и рутил. Содержание эпидота повышается иногда до 5%. Цемент порово-базальный (20–30%), гидрослюдисто-каолиновый, гидрослюдистый или кальцитовый. Глинистые минералы цемента (большой частью) – результат гидратизации и каолинитизации обломочного биотита. Кальцит образует средне-крупнозернистый пойкилитовый цемент, корродирует обломочные зерна кварца, замешает обломки плагиоклазов и кислых эффузивов, а также аутигенные каолинит и регенерационный калишпат. С кальцитом обычно ассоциирует гипс, образующий волокнистые агрегаты. Часто в песчаниках наблюдаются аутигенный сидерит (выделяется при переработке биотита) и пирит, который образует псевдоморфозы по углисту веществу.

В граувакково-аркозовых песчаниках подсвиты повышается содержание обломочных зерен полевых шпатов (до 40%), среди обломков пород преобладающими становятся кислые эффузивы.

Алевролиты нижнейхайхальской подсвиты – слоистые углистые породы с плохой сортировкой обломочного материала, по составу олигомиктово-кварцевые. Характерной особенностью алевролитов, как и песчаников, является высокое содержание обломочного биотита, за счет которого формируется каолиновый цемент.

Аргиллиты – слоистые углистые породы, сложенные микрочешуйчатыми агрегатами гидрослюды с рассеянной примесью алевритовых зерен кварца, полевых шпатов и слюд. Аутигенные минералы: кальцит, сидерит и пирит.

Песчаники верхнейхайхальской подсвиты по составу граувакково-аркозовые (кварца 30–45%, полевых шпатов 30–40%, обломков пород 10–20% и биотита 5–10%). Реже отмечены полевошпатово-граувакковые, в которых содержание обломков пород увеличивается до 30%. Текстуры слоистые и массивные, структуры мелкозернистые и средне-мелкозернистые. Сортировка обломочного материала средняя, окатанность обломочных зерен слабая. Генетические типы обломочных компонентов те же, что и в нижнейхайхальской подсвите, но заметно возрастает содержание кислых плагиоклазов. Среди обломков

пород преобладающими становятся обломки кислых эффузивов (фрагменты основной массы различных порфиров с фельзитовой и аллотриоморфно-зернистой структурами). Постоянные акцессорные минералы – эпидот, сфен и гранат, реже встречаются циркон, турмалин и апатит. Цемент песчаников поровый, порово-базальный (15–30%), каолинитово-гидрослюдистый, гидрослюдистый, редко кальцитовый. Большая часть цемента сложена продуктами преобразования биотита.

Алевролиты – слоистые углистые породы аркозово-кварцевого состава с высоким содержанием обломочного биотита. От алевролитов нижней ахальской подсвиты они отличаются повышенным содержанием полевых шпатов (25–30%) и отсутствием каолинита в составе цемента. Аутигенные минералы: гидрослюда, кальцит, доломит, сидерит, пирит.

Аргиллиты – слоистые углисто-глинистые породы, сложены гидрослюдами с постоянной примесью (10–30%) алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита и гидратизированного биотита. Аутигенные минералы – пирит, кальцит, доломит, сидерит.

В целом породы ахальской свиты по-прежнему характеризуются довольно устойчивой группой породообразующих компонентов (кварц, калишпаты, кремни, микрокварциты). В то же время в их составе в значительных количествах появляются неустойчивые и промежуточные к выветриванию кислые эффузивы и плагиоклазы, сфен, эпидот, гранат. Вверх по разрезу содержание таких компонентов заметно возрастает, что говорит о снижении роли осадочных образований в формировании обломочного материала. Появление в больших количествах обломочного биотита и исчезновение седиментационного каолинита свидетельствуют о прекращении интенсивного химического выветривания в областях сноса.

Песчаники ахтарандинской свиты представлены главным образом полевошпатовыми граувакками (обломков пород 30–50%, полевых шпатов 25–40%, кварца 15–25%). Текстуры массивные, структуры мелко-среднезернистые, сортировка средняя, окатанность зерен слабая. Важнейшим компонентом полевошпатовых граувакк являются обломки кислых эффузивов (60–80% от объема обломков пород), подчиненную роль играют обломки метаморфических и осадочных пород, представленные микрокварцитами, различными сланцами, алевролитами, аргиллитами и кремнями. В отличие от верхней ахальской, в ахтарандинских песчаниках появляются обломки средних эффузивов, представленные основной массой с микролитовой структурой, а в верхних частях разреза – обломки измененных основных пород. В полевошпатовой фракции обычно преобладают плагиоклазы, среди которых в заметном количестве содержатся плагиоклазы среднего состава. Среди акцессорных минералов постоянно присутствуют эпидот, гранат и сфен, реже турмалин, циркон и апатит. В верхних частях разреза встречаются единичные обломочные зерна амфибола. Из аутигенных минералов отмечены гидрослюда и в незначительном количестве каолинит, монтмориллонит, хлорит, цеолиты, кальцит и гипс. Цемент песчаников поровый (10–20%) гидрослюдистый и базальный (30–40%) кальцитовый. Большая часть глинистого цемента, а иногда и весь цемент сложен продуктами преобразования обломочного биотита. Первоначальное содержание биотита 15–20%, но в результате его гидратации и аморфизации содержание мало измененных плагиоклазов не превышает 1–5%.

Кроме того, в песчаниках развиты процессы механической деформации обломков, а иногда наблюдается растворение обломочных зерен под давлением (инкорпорация обломков).

В составе ахтарандинской свиты отмечен алеврито-псаммитовый туффит, производный кислых эффузивов (полевые шпаты 30%, вулканическое стекло

25–30, обломки пород 20–25, кварц, 20%). Текстура прерывисто–слоистая, структура разнозернистая (0,02–1,8 мм), сортировка отсутствует, форма зерен округленная и угловатая. Цемент базальный (50%) микрочешуйчатый, глинисто–гидрослюдистый. Вулканическое стекло представляет собой однородные глинистые образования, замещаемые, в свою очередь, цеолитом. В составе обломков пород кислые эффузивы, редко кварцево–слюдистые сланцы и кварцитовидные песчаники.

Алевролиты ахтарандинской свиты – углистые, олигомиктово–кварцевые, аркозово–кварцевые или граувакково–аркозовые породы. Из второстепенных минералов постоянно присутствуют биотит (до 5%) и эпидот (1–2%). Цемент порово–базальный (25–30%), гидрослюдистый. Аутигенные минералы: гидрослюда, редко каолинит и сидерит.

Аргиллиты – углистые слоистые породы, сложенные зеленовато–бурыми дисперсно– и тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюды с оптически близкой ориентировкой минеральных частиц и двупреломлением в желтовато–оранжевых тонах. В глинистой массе содержится существенная примесь гидратизированных слюдистых чешуек, тонкоизмельченные зерна кварца и полевого шпата. Из аутигенных минералов отмечены пирит и карбонат.

Формирование пород ахтарандинской свиты происходило, по–видимому, за счет разрушения и переотложения кристаллических образований, не затронутых химическим выветриванием, незначительная роль принадлежала осадочным породам.

В составе боруллойской свиты установлены главным образом полевошпатово–граувакковые песчаники (обломков пород более 50%, полевых шпатов 25–30%, кварца 15–20%, биотита 3–10%), средне– и мелкозернистые, массивные. Сортировка средняя, окатанность зерен слабая. Основная масса обломков пород представлена кислыми, средними и основными эффузивами с микролитовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами, единичными обломками ожелезненных и хлоритизированных основных туфов с витрокристаллокластической структурой метаморфических и осадочных пород. Среди полевых шпатов преобладают калишпаты и кислые плагиоклазы, заметную роль играют обломочные зерна среднего олигоклаза и андезина, которые в процессе эпигенеза замещаются цеолитом и кальцитом. Обломочные зерна кварца с ровными прямыми гранями (из кислых эффузивов), реже неправильно–изометричные (из гранитоидов) и линзовидно–удлиненные (из метаморфических пород). Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют эпидот, сфен, гранат и апатит, реже отмечены турмалин, циркон и роговая обманка. Цемент поровый, цеолитовый или гидрослюдисто–цеолитовый. Цеолит образует тонкозернистые агрегаты натролита размером 0,015–0,03 мм.

В верхних частях боруллойской свиты прослеживается горизонт песчаников и алевролитов с обломками цеолитизированного вулканического стекла. Количество стекла от 3 до 30%, размер обломков 0,05–0,35 мм, форма оскольчатая (рогульчатая, клинообразная и др.), в крупных обломках сохраняется пузыристая структура.

Изменения в песчаниках боруллойской свиты выразились в растворении и деаортитизации средних плагиоклазов, замещении обломков средних и основных пород гидрослюдой и хлоритом, механической деформации обломочных зерен, широком развитии цеолитов, образовании гидрослюды, реже хлорита и монтмориллонита за счет биотита.

Обломочный материал нижней части разреза свиты формировался за счет разрушения свежих вулканогенных образований, часть же материала носит характер синхронной или частично переработанной пирокластики, незначительную роль играют древние кристаллические образования и осадочные породы.

На восточном борту Тунгусской синеклизы в составе лапчанской свиты преобладают песчано-алевритовые породы олигомиктово-кварцевого состава. Песчаники алевропсаммитовой структуры, текстура неотчетливо слоистая. Размер обломков 0,05–0,7 мм, преобладают обломки размером 0,1–0,25 мм. Обломочный материал слабо отсортирован и окатан, форма зерен изометричная, удлиненная, реже угловатая. Кварца содержится около 60%, полевых шпатов 20–25, обломков пород 10–15, биотита до 3, углистого вещества 5–10%. Зерна кварца принадлежат переотложенному и изверженному типу. Полевые шпаты представлены в основном свежими, реже пелитизированными калишпатами, изредка отмечаются выветрелые плагиоклазы. Среди обломков пород преобладают кремни, микрокварциты, глинистые и кварцево-сланцевые сланцы, реже установлены эффузивы и граниты. Пластинки биотита гидратизированы и переходят в каолинит. Из аксессуаров присутствуют турмалин и циркон. Цемент базальный (25–30%), глинистый, тонкочешуйчатый. К линзочкам углистого вещества приурочены выделения пирита округлой формы. Аутигенные минералы представлены пиритом и каолинитом.

Алевролиты лапчанской свиты обычно углистые, прерывисто слоистые, олигомиктово-кварцевые (кварца 65–70%, полевых шпатов 25–30, обломков пород до 5, углистого вещества 10–15%). Размер обломков 0,01–0,1 мм, форма изометричная и удлиненная. Зерна кварца прозрачные с нормальным и волнистым погасанием. Полевые шпаты имеют свежий облик, представлены калишпатами и плагиоклазами. Среди обломков пород отмечены кремни с криптокристаллической структурой. Из слюд присутствуют гидратизированные биотит, мусковит и хлорит. Цемент базальный (40%), глинисто-гидрослюдистый, тонко-мелкочешуйчатый.

В составе нижнеботубинской подсвиты развиты песчаники полевошпатово-граувакковые и граувакково-кварцевые. Полевошпатово-граувакковые песчаники тяготеют к нижней части подсвиты. В большинстве своем они мелкозернистые, реже разнозернистые, размер обломков 0,07–0,5 мм. Сортировка обломочного материала средняя и плохая. Форма зерен удлиненная и изометричная, контуры угловатые и полуокатанные. Структура псаммитовая, текстура массивная и слоистая. Слоистость ориентированная, параллельная, обусловленная послынным распределением пластинок биотита и углистого вещества. Состав песчаников (в %): кварца 25–45, полевых шпатов 30–35, обломков пород 30–40, биотита 1–10. Из второстепенных минералов отмечены эпидот, мусковит, хлорит, лейкоксен. Аксессуары представлены сфеном, турмалином, апатитом, цирконом, гранатом. Обломочные зерна кварца нескольких генетических типов – переотложенный со следами окатанности, удлиненный из кристаллических сланцев и изометрично-неправильный из гранатов. Обломки пород представлены кремнями, основной массой кислых и реже средних эффузивов, глинистыми и кварцево-сланцевыми сланцами, реже микрокварцитами и гранитами. Среди полевых шпатов преобладают калишпаты свежего облика, реже плагиоклазы как свежие, так и серицитизированные. Чешуйки биотита интенсивно деформированы, аморфизованы, замещены агрегатом гидрослюд, хлорита и каолинита. Аутигенные минералы представлены карбонатом, пиритом, гидрослюдой, каолинитом, хлоритом, лейкоксеном, эпидотом, рутилом. Цемент поровый (10–20%), глинисто-гидрослюдистый, микрочешуйчатый, коррозийный.

Граувакково-кварцевые песчаники развиты в основном в верхней части нижнеботубинской подсвиты. Сортировка обломочного материала в них средняя и хорошая, форма зерен изометричная и удлиненная, контуры полуокатанные и окатанные, редко угловатые. Структура мелко-среднезернистая, размер обломков 0,1–0,7 мм, преобладает фракция 0,25–0,45 мм. В составе песча-



ников кварца 40–50%, полевых шпатов 20–25, обломков пород 30–40%. Из второстепенных развиты биотит, мусковит, хлорит, реже эпидот и рудные. Аутигенные образования представлены гидроокислами железа, лейкоксеном, карбонатом и пиритом. Обломки пород по составу те же, что и в полевошпатово–граувакковых песчаниках. Содержание биотита значительно сокращается. Цемент песчаников порово–пленочный (10–30%), сгустковый, гидрослюдисто–глинистый, участками пойкилитовый коррозионный (30–40%), кальцитовый.

Алевролиты нижнеботубинской подсвиты граувакково–аркозовые и аркозово–кварцевые (кварца 30–60%, полевых шпатов 25–45, обломков пород 15–20%). Степень сортировки средняя или плохая, преобладают обломки размером 0,05–0,1 мм. Форма зерен изометричная и удлинённая, полуокатанная и угловатая. Текстура алевролитов слоистая и массивная. Слоистость обусловлена прослойками глинистого материала или последней сортировкой обломков. Зерна кварца со следами окатанности. Калишпаты в основной массе свежего облика, редко встречаются выветрелые плагиоклазы. Обломки пород представлены кремнями, реже микрокварцитами и эффузивами. Чешуйки биотита гидратизированы. Цемент базальный (20–45%), реже поровый, глинистый, микрочешуйчатый, интенсивно корродирует обломочные зерна.

Аргиллиты – слоистые или массивные углисто–глинистые породы, представленные на 50–60% глинисто–гидрослюдистым агрегатом, до 50% углистым веществом и до 30% обломочной примесью кварца, полевых шпатов, мусковита и биотита. Часто аргиллиты пиритизированы. Обломочные зерна интенсивно корродированы глинистой массой.

Верхнеботубинская подсвита по составу изменяется в сторону увеличения кварцевости по сравнению с нижнеботубинской. Песчаники подсвиты в основном олигомиктово–кварцевые (кварца 60–75%, полевых шпатов 15–20, обломков пород 10–20%) и граувакково–аркозовые (кварца 45–50%, полевых шпатов 25–40, обломков пород 10–25%). Структура алевропсаммитовая, размер обломков 0,02–0,25 мм, преобладают 0,1–0,15 мм. Текстура слоистая, реже массивная. Слоистость обусловлена тонкими слоями углистого вещества. Обломочный материал плохо и средне отсортирован. Форма зерен изометричная и удлинённая, контуры полуокатанные и окатанные, реже угловатые. Зерна кварца прозрачные с нормальным и слабovolнистым погасанием, часть из них со следами окатанности. Полевые шпаты в основном калиевые, свежего облика, реже серицитизированные плагиоклазы. Обломки пород представлены кремнями, углисто–глинистыми и кварцево–слюдистыми сланцами, микрокварцитами и реже кислыми эффузивами. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, мусковит, эпидот, хлорит, из аксессуарных – турмалин и сфен. Аутигенные образования – пирит, каолинит, титанистые минералы, гидрослюды и лейкоксен. Цемент песчаников порово–базальный (30–40%), глинисто–гидрослюдистый, иногда кальцитовый, тонкочешуйчатый.

Алевролиты верхнеботубинской подсвиты имеют близкий с песчаниками состав. В основном они олигомиктово–кварцевые (кварца 50–60%, полевых шпатов 20–30, обломков пород 5–10, слюд 5–10%). Структура алевропелитовая, псаммито–алевропелитовая, размер обломков 0,02–0,2 мм. Обломочный материал плохо отсортирован, зерна слабо окатаны, реже полуокатаны. Форма изометричная и удлинённая. Текстура линзовидно–слоистая, прерывисто–слоистая. Зерна кварца остроугольные и клиновидные. Полевые шпаты представлены свежими калишпатами и выветрелыми плагиоклазами. Из обломков пород отмечены кремнистые агрегаты, кварцево–слюдистые сланцы, кислые эффузивы. Наблюдаются гидратизированные и аморфизованные, интенсивно деформированные чешуйки биотита и слабо деформированного мусковита. Изредка встречаются листочки хлорита. Из аксессуарных присутствуют турмалин и

эпидот, из аутигенных – каолинит, глауконит, лейкоксен, пирит. Цементом служит грязно-бурый микро-тонкочешуйчатый глинисто-гидрослюдистый агрегат. Тип цемента базальный (50–60%). Углистое вещество образует многочисленные параллельные ориентированные линзочки.

В верхней части верхнеботубинской подсвиты установлена пачка массивных и слоистых песчаников плохо отсортированных полевошпатово-грауваккового состава. Размер обломков 0,05–0,6 мм, преобладают обломки 0,1–0,3 мм. Обломочная часть представлена кварцем (30–45%), полевыми шпатами (25–30%) и обломками пород (30–40%). Присутствуют два генетических кварца – полуокатанные зерна переотложенного и неправильно-изометричные обломки изверженного с очень неровными краями. Полевые шпаты представлены калишпатами свежего облика и серицитизированными плагиоклазами. Среди обломков пород отмечены кремни, глинисто-углистые и кварцево-слюдистые сланцы, кислые эффузивы и граниты. Слюды (до 5%) в виде деформированных чешуек мусковита и сильно измененных пластинок биотита, часть их замещена гидрослюдами или переходит в каолинит. Из второстепенных развиты эпидот и рудные, из аутигенных – лейкоксен, каолинит, гидрослюды, эпидот, пирит, карбонат, титанистые минералы. Цемент поровый или базальный (10–35%), глинисто-гидрослюдистый, микрочешуйчатый.

В составе нижнеборуллойской подсвиты преобладают полевошпатово-граувакковые разнозернистые песчаники. Значительно реже отмечаются граувакково-аркозовые, олигомиктово- и аркозово-кварцевые песчаники, тяготеющие больше к верхней части подсвиты. Полевошпатово-граувакковые песчаники средне-мелкозернистые алевритистые, реже гравелистые. Размер зерен 0,05–1,4 мм, преобладают зерна размером 0,1–0,4 мм. Сортировка обломочного материала средняя и плохая, редко хорошая. Текстура обычно массивная или пятнистая, а также неотчетливая слоистая. Минеральный состав (в %): кварца 20–40, полевых шпатов 25–35, обломков пород 30–50; второстепенные – биотит (до 3%), мусковит, эпидот, лейкоксен, ильменит и углистое вещество. Из акцессорных присутствуют турмалин, циркон, апатит, сфен, гранат и эпидот. Аутигенные образования представлены лейкоксеном, гидрослюдами, хлоритом, карбонатом, каолинитом, пиритом, цеолитами, минералами титана и гидроокислами железа. Большинство зерен кварца несет следы окатанности (переотложенный тип), реже встречаются обломки изометрично-неправильной формы (изверженный тип) и единичные обломки удлиненной формы (метаморфический тип). Калиевые полевые шпаты обычно свежего облика, редко пелитизированы, плагиоклазы преимущественно серицитизированы. Среди обломков пород доминируют кислые эффузивы и кремнистые агрегаты, реже отмечаются кварциты, глинистые и кварцево-слюдистые сланцы и еще реже граниты и гранофиры. Биотит сильно гидратизирован или аморфизован и частично переходит в каолинит. Мусковит деформирован. Цемент порово-базальный (10–40%) глинистый и глинисто-гидрослюдистый, микро-тонкочешуйчатый, коррозионный, в редких случаях (20–25%) отмечен поровый кальцитовый крупнозернистый цемент. Глинистое вещество интенсивно корродирует обломки полевых шпатов и особенно кислых эффузивов.

Граувакково-аркозовые песчаники отличаются от вышеописанных количественным составом обломочного материала. В них обломки пород составляют 20–25%, полевых шпатов 30–35, кварца 40–45%. В олигомиктово- и аркозово-кварцевых разновидностях возрастает количество кварца (до 65%) и сокращается количество обломков пород (10–25%). В остальном они несут все черты, характерные для полевошпатово-граувакковых песчаников.

Алевролиты нижнеборуллойской подсвиты по составу в основном олигомиктово- и аркозово-кварцевые, реже граувакково-аркозовые. Структура псам-

Таблица 10

Характеристика вещественного состава песчаных пород северо-восточного и восточного бортов Тунгусской синеклизы

Стратиграфическое подразделение	Основные типы пород	Кол-во обломочного материала, %	Обломочный материал, %					Характеристика цемента
			Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Слюды и хлорит	Акцессорные минералы	
Айхальский район								
Конекская свита	Олигомиктово-кварцевые, редко аркозово-кварцевые	50-80	60-75	15-20, калишпаты	5-15, кремни	0-5, мусковит, хлорит	Турмалин, циркон	Каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый, железисто-каолинитовый, порово-базальный и базальный, 20-50%
	Аркозово-кварцевые	60-80	50-60	20-30, калиевые полевые шпаты, реже кислые плагиоклазы	10-20, кремни, реже кислые эффузивы и микрокварциты	5-10, биотит	Эпидот, сфен, гранат, реже турмалин и циркон	Гидрослюдисто-каолинитовый, гидрослюдистый, порово-базальный, 20-30%
Нижнеайхальская подсвита	Граувакковые аркозы	60-90	40-45	35-40, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы	15-20, кислые эффузивы, реже кремни			
Верхнеайхальская подсвита	Граувакковые аркозы, реже полевошпатовые граувакки	60-80	30-45	30-40, калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы	10-20, кислые эффузивы	5-10, биотит	Эпидот, сфен, гранат, реже циркон, турмалин, апатит	Каолинитово-гидрослюдистый, гидрослюдистый, поровый, порово-базальный, 15-30%
Ахтарандинская свита	Полевошпатовые граувакки	60-70	15-25	25-40, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, средние плагиоклазы	30-50, кислые эффузивы, редко микрокварциты, сланцы, кремни, по являются основными эффузивы	0-5, биотит	Эпидот, гранат, сфен, реже турмалин, циркон, апатит	Гидрослюдистый, поровый, 10-20%, кальцитовый, базальный, 30-40%

Боруллойская свита	Полевшпатовые граувакки	50-90	15-20	25-30, кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты	50, кислые, средние и основные эффузивы	3-10, биотит	Эпидот, сфен, гранат, апатит, реже турмалин и циркон	Цеолитовый, гидрослюдисто-цеолитовый, поровый, 5%
Мало-Ботубинский район								
Лапчанская свита	Олигомиктово-кварцевые, редко аркозово-кварцевые	60-80	60-75	20-25, калиевые полевые шпаты, реже плагиоклазы	5-15, кремни, микрокварциты	0-5, биотит, гидрослюда	Турмалин, циркон	Глинистый, глинисто-гидрослюдистый, базальный, тонкоchешуйчатый, 20-40%
Нижнеботубинская под-свита	Полевшпатовые граувакки	70-90	25-45	30-35, калиевые полевые шпаты, меньше плагиоклазы	30-40, кремни, кислые эффузивы, сланцы, микрокварциты и гранаты	5-10, биотит, мусковит, хлорит	Эпидот, сфен, турмалин, циркон, гранат	Глинисто-гидрослюдистый, поровый, мелкоchешуйчатый, коррозионный, 10-30%
	Граувакково-кварцевые	60-90	40-50	20-25, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы		0-5, биотит, мусковит	Турмалин, апатит, циркон	Гидрослюдисто-глинистый, порово-пленочный, редко карбонатный пойкилитовый, коррозионный, 10-40%
Верхнеботубинская подсвита	Олигомиктово-кварцевые	60-80	60-70	15-20, калиевые полевые шпаты, реже плагиоклазы	10-25, кремни, сланцы, микрокварциты, реже кислые эффузивы	0-5, биотит, мусковит, хлорит	Турмалин, сфен	Глинисто-гидрослюдистый, порово-базальный, тонкоchешуйчатый, 20-40%
	Граувакково-аркозовые	70-80	45-50	25-40, калиевые полевые шпаты			Турмалин, сфен, циркон, апатит	Глинисто-гидрослюдистый, поровый, пленочный, коррозионный, 15-20%
	Полевшпатовые граувакки	60-90	20-40	25-35, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы	30-50, кислые эффузивы, кремни, реже кварциты, сланцы, граниты	0-3, биотит	Турмалин, циркон, апатит, сфен, гранат	Глинистый, глинисто-гидрослюдистый, порово-базальный, тонкоchешуйчатый, коррозионный, 10-40%
Боруллойская свита	Граувакково-аркозовые	60-90	40-45	30-35, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы	20-25, кислые эффузивы, кремни, реже кварциты, сланцы, граниты	0-5, биотит, мусковит	Турмалин, циркон, апатит, сфен, гранат	Глинисто-гидрослюдистый, порово-базальный тонкоchешуйчатый, коррозионный, 10-40%

мито-алевритовая, размер обломков 0,01–0,05 мм, преобладают зерна размером 0,03–0,1 мм. Текстура линзовидно-, неотчетливо-слоистая, массивная. Сортировка материала слабая, реже средняя.

Песчаники верхнеборуллойской подсвиты, так же как и нижнеборуллойской, по составу в основном полевошпатово-граувакковые (кварца 35–40%, полевых шпатов 20–35 и обломков пород 25–45%). Структура псаммитовая и алевропсаммитовая, преобладающий размер обломков 0,3–0,7 мм. Обломочный материал имеет среднюю и слабую сортировку. Зерна кварца преимущественно переотложенные, реже изометрично-неправильные изверженного типа. Калиевые полевые шпаты преобладают и имеют свежий облик, плагиоклазы покрыты сеткой цеолитов. Обломки пород состоят из кремней, кислых эффузивов, кристаллических и глинистых сланцев, микрокварцитов, реже отмечены граниты, гранофиры и кварцитовидные песчаники. Из второстепенных развиты биотит (до 1%), ильменит, из аксессуарных – циркон и гранат. К аутигенным минералам отнесены пирит (до 3%), лейкоксен, цеолиты, карбонат, рудные, гидроокислы железа. Цемент песчаников порово-базальный (10–30%), глинистый, тонко-микрочешуйчатый, корродирует зерна полевых шпатов и кислых эффузивов. В цементе образуются листоватые и лучистые агрегаты цеолита.

Таким образом, изучение вещественного состава обломочных пород верхнего палеозоя показывает, что количественное соотношение породобразующих компонентов зависит от гранулометрического состава. С уменьшением зернистости материала от песчаной к алевритистой размерности наблюдается изменение минералогического состава в сторону увеличения кварцевости. Поэтому при анализе количественного распределения компонентов легкой фракции пород как по разрезам внутри изученных районов, так и между районами были рассмотрены гранулометрически однородные песчаники.

В пределах Айхальского района снизу вверх по разрезу происходит закономерное и существенное изменение вещественного состава пород. Наиболее высокозрелыми являются песчаники конекской свиты, в составе которых преимущественно развиты олигомиктово-кварцевые разности. Обломочная часть пород представлена устойчивыми к химическому выветриванию компонентами – кварцем, калишпатами, кремнями, турмалином и цирконом. Цемент песчаников состоит в основном из каолинита, незначительно присутствие гидрослюд (табл. 10). Вверх по разрезу состав обломочного материала сменяется через аркозово-кварцевые и граувакковые аркозы, установленные в айхальской свите до полевошпатовых граувакк, характерных для пермских отложений района. Устойчивые к выветриванию компоненты постепенно убывают при одновременном увеличении содержания неустойчивых и промежуточных плагиоклазов, средних и основных эффузивов, эпидота, граната, сфена, апатита. В глинистой части цемента каолинит сменяется гидрослюдами, цеолитами.

В Мало-Ботубинском районе эти изменения в вещественном составе имеют свои особенности. Олигомиктово-кварцевые песчаники лапчанской свиты сменяются вверх по разрезу полевошпатовыми граувакками и граувакковыми аркозами нижнеботубинской подсвиты. В верхнеботубинской подсвите количество кварца несколько возрастает, а полевых шпатов и обломков пород – сокращается. Состав пород изменяется до олигомиктово-кварцевого и граувакково-аркозового; вверх по разрезу породы переходят преимущественно в полевошпатовые граувакки боруллойской свиты. Таким образом, несмотря на некоторые различия в изменении минералогического состава обломочных пород снизу вверх по разрезу, общая направленность этого изменения от более зрелых к менее зрелым выдерживается в обоих изученных районах.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЛКОПЕСЧАНЫХ И АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Обломочные породы изучались в иммерсионных препаратах (легкая и тяжелая фракции) и в шлихах (тяжелая фракция).

Минералогический состав легкой фракции терригенных пород верхнего палеозоя в пределах рассматриваемой территории, несмотря на значительные колебания в содержаниях основных породообразующих компонентов, четко обнаруживает определенную направленность в изменении его снизу вверх по разрезу. Характеристика легкой фракции обоих изученных районов приведена в табл. 11. В пределах Айхальского района содержание кварца постепенно уменьшается: от 72,0% в отложениях конекской свиты до 42,9% в боруллойской. Содержание полевых шпатов, наоборот, возрастает в том же направлении от 19,0 до 42,2%. Обломки пород, представленные преимущественно кремнистыми агрегатами, не испытывают существенного колебания по разрезу. Углистое вещество, характерное для пород конекской свиты и нижнеайхальской подсвиты, почти полностью исчезает в пермских отложениях. Для песчаников боруллойской свиты установлены в значительном количестве цеолиты (до 11,0%).

Соотношение основных породообразующих компонентов легкой фракции отражает степень зрелости осадков и характеризуется коэффициентом мономинеральности (Км). В разрезе верхнего палеозоя Айхальского района наблюдается направленное изменение коэффициентов мономинеральности. Наиболее высоkozрелыми являются песчано-глинистые породы конекской свиты. Для них установлены наивысшие значения Км, достигающие в отдельных пробах 45,6, а в среднем по свите - 7,2 (см. табл. 11). Вверх по разрезу значения коэффициентов уменьшаются, что свидетельствует о направленном и значительном изменении минерального состава в сторону меньшей зрелости. На фоне общего направленного изменения минерального состава осадков от более мономинеральных к полимиктовым установлены такие изменения и в более узких временных интервалах, чем весь разрез верхнего палеозоя. Зрелость пород в основании свит, крупных седиментационных ритмов, как правило, выше по сравнению с кровлей соответствующих уровней.

Минеральный состав легкой фракции верхнепалеозойских отложений Мало-Ботубинского района в целом незначительно отличается от установленного для северо-восточных разрезов. Здесь также постепенно сокращается количество кварца снизу вверх по разрезу от 67,3% в лапчанской свите до 47,6% в боруллойской. Содержание полевых шпатов увеличивается в том же направлении от 23,4 до 39,7%. В восточных разрезах отмечены незначительное возрастание обломков пород и сокращение углистого вещества. Цеолиты, характерные для разрезов боруллойской свиты северо-востока, в Мало-Ботубинском районе развиты незначительно. Установленная закономерность изменения минерального состава легкой фракции снизу вверх достаточно хорошо отражена значениями коэффициентов мономинеральности, которые направленно изменяются от 2,5 до 1,7.

Таким образом, направленность изменения состава легкой фракции терригенных пород верхнего палеозоя во времени в пределах изученных районов одинакова. При этом следует отметить, что породы синхронных стратиграфических уровней в обоих районах имеют в целом сходный состав.

Минералы тяжелой фракции (данные литологического анализа) распространены в обломочных породах карбона и перми Айхальского района нерав-

Таблица 11

Характеристика легкой фракции песчано-алевритовых пород

Стратиграфическое подразделение	Содержание минералов, %									Коэффициент мономинеральности (Км)
	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Биотит	Мусковит	Цеолиты	Углистое вещество	Хлорит	Графит	
Айхальский район										
Конекская свита	$\frac{48,7-95,8}{72,0}$	$\frac{Зн.-32,6}{19,0}$	$\frac{0-5,4}{2,4}$	$\frac{0-2,4}{0,2}$	$\frac{0-3,5}{0,2}$	-	$\frac{0-88,4}{6,3}$	-	Зн.	$\frac{1,6-45,6}{7,2}$
Нижнеайхальская подсвита	$\frac{30,2-92,3}{63,6}$	$\frac{Зн.-50,2}{27,3}$	$\frac{0-17,6}{2,1}$	$\frac{0-6,3}{0,5}$	$\frac{0-9,2}{0,5}$	$\frac{0-24,3}{0,2}$	$\frac{0-100,0}{5,9}$	-	Зн.	$\frac{0,4-21,0}{2,9}$
Верхнеайхальская подсвита	$\frac{34,1-81,7}{55,9}$	$\frac{10,9-56,1}{39,7}$	$\frac{0-4,5}{1,6}$	$\frac{0-4,8}{0,4}$	$\frac{0-3,6}{0,5}$	$\frac{0-2,8}{0,2}$	$\frac{0-52,5}{1,7}$	-	$\frac{0-0,3}{0,01}$	$\frac{0,4-4,6}{1,4}$
Ахтарандинская свита	$\frac{30,1-88,0}{56,2}$	$\frac{6,7-67,2}{40,1}$	$\frac{0-4,5}{2,2}$	$\frac{0-7,9}{1,0}$	$\frac{0-1,9}{0,4}$	$\frac{0-0,9}{0,04}$	$\frac{0-0,3}{0,01}$	$\frac{0,07}{0,02}$	Зн.	$\frac{0,4-11,1}{1,8}$
Боруллоуская свита	$\frac{22,8-79,8}{42,9}$	$\frac{8,0-69,2}{42,2}$	$\frac{0-9,3}{2,4}$	$\frac{0-1,5}{0,9}$	$\frac{0-1,0}{0,4}$	$\frac{0-52,5}{11,0}$	$\frac{0-2,6}{0,13}$	$\frac{0-0,3}{0,05}$	Зн.	$\frac{0,3-4,8}{1,2}$
Мало-Ботубинский район										
Лапчанская свита	$\frac{54,1-90,5}{67,3}$	$\frac{8,6-43,2}{23,4}$	$\frac{0,6-15,4}{6,8}$	$\frac{0,3-2,0}{0,8}$	$\frac{0,3-1,3}{0,8}$	$\frac{0-4,3}{0,8}$	$\frac{0-0,7}{0,04}$	$\frac{0-0,3}{0,05}$	-	$\frac{1,1-9,0}{2,5}$
Ботубинская свита	$\frac{15,8-82,1}{60,9}$	$\frac{9,4-55,9}{30,4}$	$\frac{0,2-50,4}{4,6}$	$\frac{0,3-6,1}{1,3}$	$\frac{0,3-3,5}{1,0}$	-	$\frac{0-30,9}{1,6}$	$\frac{0-1,9}{2,0}$	-	$\frac{0,2-4,6}{2,0}$
Боруллоуская свита	$\frac{24,1-94,5}{47,6}$	$\frac{1,5-70,7}{39,7}$	$\frac{0,3-22,6}{6,4}$	$\frac{0,2-2,7}{1,2}$	$\frac{0,2-20,0}{1,6}$	$\frac{0,3-20,6}{2,1}$	-	$\frac{0,2-6,3}{1,5}$	-	$\frac{0,2-3,6}{1,7}$

Примечание. В табл. 11, 12 приняты следующие сокращения: Рз - редкие зерна, Зн. - очень редкие зерна.



номерно. Установлена зависимость концентрации минералов от гранулометрического состава пород: в песчаниках их меньше, чем в алевролитах. Такой факт объясняется повышенным содержанием аутигенных минералов в тонкозернистых фракциях. Породы конекской свиты характеризуются наиболее высокой концентрацией тяжелых минералов в разрезах северо-востока - в среднем от 1,91% (песчаники) до 4,26% (алевролиты). Вверх по разрезу количество тяжелых минералов уменьшается, (табл. 12).

Песчаники и алевролиты лапчанской свиты Мало-Ботубинского района в разрезе верхнего палеозоя наиболее богаты тяжелыми минералами (в среднем 6,1%). Снизу вверх по разрезу значительно сокращается выход тяжелой фракции и составляет для пород нижнеботубинской подсвиты 0,75%, верхне-бстубинской - 0,52%. Наименьшее количество минералов содержится в песчаниках нижнеборуллойской подсвиты (0,28%). Относительно повышенные концентрации тяжелых минералов отмечаются в верхнеборуллойской подсвите (до 0,84%). В целом, отложения северо-восточных разрезов богаче тяжелой фракцией по сравнению с восточными.

Минералогический состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Айхальского района испытывает существенное изменение по вертикали. Группу постоянно встречающихся минералов составляют алмадин, циркон, магнетит и ильменит (подсчитаны вместе), рутил, эпидот, турмалин, сфен, титанистые минералы, хлоритоид, хромшпинелиды, апатит, лейкоксен и роговая обманка. Они в основном и характеризуют тяжелую фракцию пород. В конекской свите развиты преимущественно магнетит и ильменит, количество которых достигает в среднем 62,2% тяжелой фракции. Наиболее обогащены этими минералами базальные горизонты свиты, где их концентрация достигает 91,8%. Вверх по разрезу содержания магнетита и ильменита существенно уменьшаются - до 28,1% (установлено в песчаниках боруллойской свиты, см. табл. 12). Циркон также последовательно убывает по вертикали от 8,0% в конекской свите до 3,3% в боруллойской. Из группы промежуточных к выветриванию минералов широко развит эпидот, содержание которого, наоборот, возрастает снизу вверх от 3,8% в породах конекской свиты до 32,7% в породах боруллойской. Такая же закономерность установлена и для других минералов из этой группы - гранатов, сфена, апатита, роговой обманки. Некоторые минералы не испытывают значительных колебаний по разрезу. К ним относятся рутил (2,6-0,9%), турмалин (2,8-0,9%), лейкоксен (5,9-2,9%) и др. Таким образом, для разрезов северо-восточного типа установлены следующие ассоциации тяжелых минералов: для пород конекской свиты характерна (магнетит)-ильменитовая ассоциация с цирконом; для нижней айхальской подсвиты - алмадин-, эпидот-, (магнетит)-ильменитовая ассоциация; для верхней айхальской подсвиты и перми - алмадин-, (магнетит)-ильменит-эпидотовая ассоциация со сфеном.

Среди аутигенных минералов в отложениях карбона и перми Айхальского района постоянно присутствуют сульфиды - пирит и марказит (подсчитаны вместе), лимонит (табл. 13), редко встречаются сидерит, доломит и ярозит.

Наибольшие концентрации аутигенных минералов приурочены к отложениям каменноугольного возраста, пермские осадки беднее вторичными образованиями.

Для определения зрелости осадков по минералам тяжелой фракции был использован коэффициент устойчивости (Ку), предложенный Г.С. Момджи. Наиболее "продуктивными" являются отложения конекской свиты, для которых установлено значение коэффициента, равное +2,5, свидетельствующее об интенсивном химическом выветривании пород в областях сноса. Значения ко-

Таблица 12

Характеристика тяжелой фракции песчано-алевроитовых пород Айхальского района

Минерал	Содержание минералов по стратиграфическим подразделениям, %				
	Конекская свита	Нижнеайхальская подсвита	Верхнеайхальская подсвита	Ахтарандинская свита	Боруллоиская свита
1	2	3	4	5	6
Постоянно встречающиеся					
Гранат (альмандин)	$\frac{3н.-14,3}{4,2}$	$\frac{0,4-43,9}{11,9}$	$\frac{0,2-28,8}{11,3}$	$\frac{1,1-16,5}{10,6}$	$\frac{3,8-28,6}{10,3}$
Циркон	$\frac{1,8-13,0}{8,0}$	$\frac{3н.-24,5}{7,9}$	$\frac{0,7-18,9}{6,6}$	$\frac{1,8-15,5}{5,6}$	$\frac{0,7-5,9}{3,3}$
Магнетит+ильменит	$\frac{22,0-91,8}{62,2}$	$\frac{5,4-93,9}{34,0}$	$\frac{8,7-70,4}{22,5}$	$\frac{3,9-56,4}{24,4}$	$\frac{10,4-68,1}{28,1}$
Рутил	$\frac{0,3-7,1}{2,2}$	$\frac{0-15,0}{2,6}$	$\frac{0-4,3}{1,4}$	$\frac{3н.-6,6}{2,1}$	$\frac{3н.-2,2}{0,9}$
Группа эпидота	$\frac{0-34,8}{3,8}$	$\frac{0-69,7}{16,5}$	$\frac{0,5-64,7}{32,3}$	$\frac{3н.-69,3}{33,4}$	$\frac{3,5-58,9}{32,7}$
Турмалин	$\frac{0-6,3}{1,6}$	$\frac{0-17,1}{2,8}$	$\frac{0-10,3}{1,9}$	$\frac{0-8,2}{1,3}$	$\frac{3н.-2,0}{0,9}$
Группа титанистых минералов	$\frac{0-9,9}{2,6}$	$\frac{0-12,4}{3,8}$	$\frac{0-12,3}{3,2}$	$\frac{0-12,1}{1,9}$	$\frac{0-2,7}{0,7}$
Сфен	$\frac{0-7,9}{1,7}$	$\frac{0-21,0}{6,2}$	$\frac{0-16,8}{8,3}$	$\frac{0-61,9}{7,9}$	$\frac{0,2-14,7}{8,6}$

Хлоритоид	$\frac{0-10,9}{1,4}$	$\frac{0-15,8}{1,8}$	-	-	-
Хромшпинелиды	$\frac{0-3,8}{1,1}$	$\frac{0-15,1}{1,3}$	-	-	-
Апатит	-	-	-	$\frac{0-20,2}{5,4}$	$\frac{3н,-16,9}{4,4}$
Лейкоксен	$\frac{0,5-21,2}{5,9}$	$\frac{0-16,3}{4,9}$	$\frac{0-20,2}{4,8}$	$\frac{0-12,6}{3,3}$	$\frac{0,5-6,3}{2,9}$
Роговая обманка	-	-	-	$\frac{0-13,0}{0,7}$	$\frac{0-20,0}{3,8}$
Часто встречающиеся					
Хлоритоид	-	-	$\frac{0-3,6}{0,5}$	$\frac{0-3,3}{0,5}$	$\frac{0-5,2}{0,6}$
Ставролит	$\frac{0-1,5}{0,2}$	$\frac{0-9,8}{0,6}$	$\frac{0-1,0}{0,2}$	$\frac{0-2,7}{0,3}$	$\frac{0-1,9}{0,4}$
Хромшпинелиды	-	-	$\frac{0-2,1}{0,7}$	$\frac{0-1,7}{0,3}$	$\frac{0-1,1}{0,2}$
Апатит	$\frac{0-10,5}{1,4}$	$\frac{0-15,9}{2,4}$	-	-	-
Роговая обманка	-	$\frac{0-4,2}{0,5}$	$\frac{0-4,3}{0,6}$	-	-
Дистен	-	-	-	-	$\frac{0-2,2}{0,2}$
Редко встречающиеся					
Апатит	-	-	$\frac{0-11,8}{3,4}$	-	-
Роговая обманка	$\frac{0-4,8}{0,3}$	-	-	-	-
Анагаз	$\frac{0-0,5}{0,05}$	$\frac{0-4,9}{0,2}$	$\frac{0-0,9}{0,1}$	$\frac{0-1,9}{0,2}$	$\frac{0-1,1}{0,06}$

Окончание табл. 12

1	2	3	4	5	6
Дистен	$\frac{0-0,4}{0,04}$	$\frac{0-1,7}{0,15}$	$\frac{0-0,8}{0,05}$	$\frac{0-1,8}{0,15}$	-
Диопсид+авгит	$\frac{0-68,5}{2,2}$	$\frac{0-4,2}{0,45}$	$\frac{0-31,9}{0,8}$	$\frac{0-1,9}{0,3}$	$\frac{0-2,8}{0,4}$
Очень редко встречающиеся					
Брукит	Pз	$\frac{0-2,4}{0,04}$	Pз	-	-
Ортит	-	Pз	Pз	Pз	$\frac{0-0,6}{0,04}$
Корунд	$\frac{0-8,8}{0,3}$	-	Pз	-	Pз
Гематит	-	-	-	$\frac{0-0,3}{0,01}$	-
Тремолит-актинолит	-	$\frac{0-2,6}{0,09}$	$\frac{0-0,3}{0,02}$	$\frac{0-2,0}{0,2}$	$\frac{0-2,1}{0,3}$
Барит	-	-	Pз	-	Pз
Хлорит	Pз	$\frac{0-1,2}{0,07}$	$\frac{0-3,6}{0,16}$	$\frac{0-0,8}{0,01}$	$\frac{0-0,5}{0,04}$
Сфалерит	$\frac{0-12,2}{0,4}$	-	-	-	-

Таблица 13

Среднее содержание основных аутигенных минералов в тяжелой фракции пород Айхальского района

Минерал	Содержание минералов по стратиграфическим подразделениям, %				
	Конекская свита	Нижней-ахальская подсвита	Верхней-ахальская подсвита	Ахтарандинская свита	Борулло-ахальская свита
Пирит+марказит	20,6	34,3	20,7	4,2	7,0
Лимонит	4,8	4,3	3,1	10,0	1,8

коэффициентов устойчивости, установленные для отложений нижнейахальской (+2,0), верхнейахальской (+1,6) подсвит, ахтарандинской (+1,7) и борулло-ахальской (+1,5) свит, указывают на снижение роли химического выветривания в областях сноса. Выявленные закономерности в изменении минералогического состава тяжелой фракции и значений коэффициентов устойчивости свидетельствуют о направленном расширении бассейна седиментации в верхнем палеозое.

Минералогический состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Мало-Ботубинского района также испытывает значительные изменения по разрезу. Группа постоянно встречающихся минералов пополнилась ставролитом и биотитом, наиболее развитыми в верхах разреза верхнего палеозоя. Рудные минералы, магнетит и ильменит распространены повсеместно. Содержание их увеличивается снизу вверх от 28,9% в породах лапчанской свиты до 46,0% в породах борулло-ахальской (табл. 14). В отложениях верхнего палеозоя количество эпидота изменяется от 8,3% в лапчанской свите до 32,1% в ботубинской, в перми снова уменьшается до 10,1%. Гранаты широко распространены в лапчанской свите (15,4%), убывают в ботубинской (8,0%) и незначительно возрастают в борулло-ахальской (11,0%). Большая группа минералов (циркон, рутил, хромшпинелиды, титанистые минералы и сфен) обнаруживает четкую направленность в изменении содержаний по разрезу: снизу вверх последовательно убывают. Из группы часто встречающихся минералов установлено значительное количество дистена в породах борулло-ахальской свиты, в отдельных пробах до 20,0%. Остальные минералы встречаются в разрезе в среднем в долях процента, редко до первых процентов. В группе аутигенных минералов преимущественно развиты пирит и марказит (подсчитаны вместе), содержание которых колеблется от 0 до 95,2% тяжелой фракции. Лимонит развит реже (0-23,0%). Сидерит и карбонаты присутствуют в незначительных количествах.

Коэффициенты устойчивости ( $K_u$ ), установленные для восточных разрезов верхнего палеозоя, изменяются от +0,2 до +2,5 и составляют в среднем для пород лапчанской свиты +2,4, ботубинской - +2,2, борулло-ахальской - +2,4.

Так, для разрезов Мало-Ботубинского района установлены следующие минералогические ассоциации: отложения лапчанской свиты характеризуются альмандин-ильменитовой (магнетитовой) ассоциацией с цирконом и эпидотом; ботубинской - ильменит(магнетит)-эпидотовой с цирконом и альмандином; борулло-ахальской - эпидот-альмандин-ильменитовой (магнетитовой) с цирконом.

Приведенный материал по минералогическим ассоциациям тяжелой фракции пород свидетельствует о достаточном их разнообразии в изученных районах.

Таблица 14

Характеристика тяжелой фракции песчано-алевритовых пород Мало-Ботубинского района

Минерал	Содержание минералов по свитам, %		
	Лапчанская	Ботубинская	Боруллойская
1	2	3	4
Постоянно встречающиеся			
Ильменит+магнетит	$\frac{5,9-92,9}{28,9}$	$\frac{7,6-60,6}{23,0}$	$\frac{5,7-95,3}{46,0}$
Гранат (альмандин)	$\frac{0-35,6}{15,4}$	$\frac{0,5-32,2}{8,0}$	$\frac{0,6-31,0}{11,0}$
Циркон	$\frac{0-27,6}{9,7}$	$\frac{3н.-32,3}{9,0}$	$\frac{0,6-36,5}{7,1}$
Рутил	$\frac{0-9,1}{3,0}$	$\frac{3н.-10,1}{2,2}$	$\frac{0-6,0}{1,8}$
Турмалин	$\frac{0-8,6}{2,8}$	$\frac{3н.-18,3}{3,5}$	$\frac{0-10,9}{2,5}$
Группа эпидота	$\frac{0-50,0}{8,7}$	$\frac{3н.-82,0}{32,1}$	$\frac{0,4-69,2}{10,1}$
Группа хромшпинелидов	$\frac{0-33,3}{5,7}$	$\frac{0-8,3}{2,0}$	$\frac{0-6,9}{2,0}$
Группа титанистых минералов	$\frac{0-16,4}{5,3}$	$\frac{0-21,5}{4,2}$	$\frac{0-10,7}{1,0}$
Сфен	$\frac{0-11,8}{3,2}$	$\frac{0-13,2}{2,6}$	$\frac{0-6,3}{2,1}$
Ставролит	-	$\frac{0-7,8}{0,7}$	$\frac{0-17,4}{3,0}$
Апатит	-	$\frac{0-15,9}{3,0}$	$\frac{0-12,1}{3,0}$
Биотит	-	$\frac{0-32,0}{3,0}$	-
Хлоритоид	-	$\frac{0-7,2}{1,2}$	-
Часто встречающиеся			
Хлоритоид	$\frac{0-5,9}{0,9}$	-	-
Биотит	$\frac{0-28,9}{6,0}$	-	$\frac{0-2,4}{0,3}$

Продолжение табл. 14

1	2	3	4
Апатит	$\frac{0-14,5}{3,2}$	-	-
Диопсид+авгит	$\frac{0-25,0}{2,6}$	$\frac{0-4,6}{0,5}$	$\frac{0-27,0}{1,6}$
Роговая обманка	-	$\frac{0-2,5}{0,3}$	$\frac{0-9,6}{0,3}$
Мусковит	$\frac{0-33,3}{2,2}$	-	-
Дистен	-	$\frac{0-3,9}{0,5}$	$\frac{0-20,0}{2,8}$
Анагаз	-	$\frac{0-1,4}{0,3}$	-
Редко встречающиеся			
Ставролит	$\frac{0-0,8}{0,06}$	-	-
Хлоритоид	-	-	$\frac{0-3,4}{0,3}$
Роговая обманка	$\frac{0-1,5}{0,2}$	-	-
Мусковит	-	$\frac{0-3,2}{0,3}$	$\frac{0-1,2}{0,08}$
Дистен	$\frac{0-1,7}{0,2}$	-	-
Анагаз	$\frac{0-5,0}{0,3}$	-	$\frac{0-1,2}{0,1}$
Брукит	-	$\frac{0-0,7}{0,2}$	-
Хлорит	$\frac{0-5,4}{0,4}$	$\frac{0-14,9}{0,9}$	-
Очень редко встречающиеся			
Анагаз	-	$\frac{0-0,6}{0,07}$	-
Брукит	$\frac{0-1,5}{0,1}$	-	$\frac{0-1,1}{0,06}$
Хлорит	-	-	$\frac{0-0,3}{0,02}$
Барит	$\frac{0-14,2}{0,8}$	-	$\frac{0-1,6}{0,08}$



1	2	3	4
Ортит	-	$\frac{0-0,7}{0,02}$	Зн.
Сфалерит	$\frac{0-1,4}{0,07}$	$\frac{0-0,2}{0,02}$	$\frac{0-0,8}{0,02}$
Корунд	-	$\frac{0-1,0}{0,04}$	$\frac{0-2,9}{0,08}$
Монацит	-	0,01	-
Андалузит	-	$\frac{0-1,1}{0,04}$	-
Гематит	-	-	$\frac{0-0,5}{0,02}$
Силлиманит	-	$\frac{0-0,4}{0,05}$	-
Ангидрит	-	$\frac{0-0,7}{0,1}$	-

## ТИПЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ ТЕРРИГЕННОГО КВАРЦА

Приведем общее описание результатов, полученных с помощью электронного сканирующего микроскопа при изучении поверхностей зерен обломочного кварца из пермско-каменноугольных осадков Айхальского и Мало-Ботубинского районов. Исследованию подвергались рыхлые и слабосцементированные песчаные породы, имеющие в своем составе гранулометрические фракции 0,25-0,5 и 0,5-1,0 мм, так как именно в этих классах изучались типы поверхностей зерен кварца, согласно вышеприведенной методике.

### Айхальский район

Конекская свита. Здесь преобладают зерна полуугловатые до полуокатанных. Рельеф микроповерхности преимущественно низкий и средний. К постоянным отрицательным формам микрорельефа относятся многочисленные крупные пониженные участки, иногда к депрессиям приурочена микроямчатость, сосредоточенная обычно вдоль крупных единичных кливажных пластин. Форма ямок разнообразная, их глубина значительно меньше их диаметра. Сравнительно часто и на больших площадях поверхности наблюдаются короткие ориентированные желобки, связанные с химическим растворением кремнезема. Положительные формы рельефа представлены мелкими трещиноватыми блоками с с нечетко выраженными границами, редкими полупараллельными ступенями, а

также чешуйчатыми пластинами IV-V порядков (ширина пластин меньше 2 мкм). Аналогичные микроструктуры в том же сочетании обнаружены на других образцах кварца из этой скважины.

Нижнеайхальская подсвета. Зерна кварца с Верхнеалакитского участка угловатые, угловато-окатанные и полуокатанные. Характерен средний микро-рельеф поверхности. Часто наблюдаются хорошо выраженные отрицательные формы – крупные и мелкие раковистые сколы и микроямчатость. Иногда встречаются коррозионные трещины. На многих зернах отмечаются крупные гребниноватые блоки, губчатый кремнезем, слабо меандрирующие сглаженные гребни, полупараллельные ступени, большие участки с ровной поверхностью.

На отдельных зернах до 25% всей видимой площади поверхности может быть занято шетками микрокристаллов кварца удлиненного габитуса (см. приложение 2, табл. VII, фиг. 1). В единичных случаях встречаются зерна с хорошей окатанностью, для них характерны полное отсутствие раковистых сколов и других особенностей, связанных с механическим воздействием, низкий рельеф, редкие крупные кливажные пластины, неправильной формы ямчатость. Наиболее часты микроструктуры беспорядочного растворения – переотложения кремнезема. Вероятно, часть ямок представляет собой преобразованные процессами растворения кремнезема ударные депрессии, а пониженные площадки с овальным профилем обязаны своим происхождением крупным раковистым изломам.

На больших глубинах участка Водораздельный кварц полуокатанный и полугловатый с низким рельефом. На некоторых зернах присутствуют крупные и мелкие раковистые изломы, крупные и мелкие трещиноватые блоки, редко расположенные чешуйчатые пластины со слабоизвилистыми гребнями. На многих зернах хорошо видны ориентированные V-депрессии разных размеров. Почти половина видимой поверхности всех зерен изобилует структурами хаотичного растворения – переотложения кремнезема, иногда встречаются псевдоглобульные формы и редкие коррозионные трещины (см. приложение 2, табл. VII, фиг. 2).

Местами на зернах кварца часто наблюдается средний рельеф, чешуйчатые, редко расположенные, а также кристаллические пластины. На небольших ровных площадках на отдельных зернах наблюдаются ориентированные, редко расположенные V-депрессии размером от 0,5 до 2,5 мкм.

Кроме того, на участке Южный встречаются зерна полуугловатой или полуокатанной формы с низким до среднего микрорельефом поверхности и преобладающими особенностями химического происхождения. К ним относятся ямки растворения, крупные пониженные участки, ориентированные желобки, часты чешуйчатые пластины III-V порядков (ширина пластин от 2 до 10 мкм), а также крупные и мелкие трещиноватые блоки с неотчетливыми границами и "прилипшие" частицы размером менее 100 мкм.

На участке Южночукотский преобладают полуокатанные зерна со средним рельефом. Многие зерна покрыты хаотически расположенными пластинами кремнезема, связанными с химическим растворением – переотложением, их размер менее 5 мкм. Единичные хорошо окатанные зерна покрыты крупными чешуйчатыми пластинами, наблюдаются многочисленные ямки растворения. Реже встречаются тонкая субпараллельная штриховка, кристаллические пластинки и ориентированные V-депрессии химического происхождения.

Верхнеайхальская подсвета. Зерна кварца из этой подсветы полуокатанной, реже полуугловатой формы. Микрорельеф низкий и средний. Крупные раковистые сколы встречаются в единичных случаях. Резко преобладают особенности, связанные с химической коррозией зерен, – чешуйчатые пластины разных порядков, структуры беспорядочного растворения – переотложения

кремнезема, иногда поверхность кварца обволакивается губчатым кремнеземом, часты "прилипшие" частицы.

Для кварца с участка Верхнеалакитский характерно присутствие полуокатанных зерен с низким микрорельефом поверхности. К наиболее часто и повсеместно встречающимся особенностям относятся кристаллические и чешуйчатые пластины (от 100 мкм и менее), ямки растворения различной формы (диаметр менее 2 мкм), на некоторых участках зерен развивается кавернозность, обусловленная глубокими, тесно расположенными, сближенными ямками растворения. Изредка наблюдаются кливажные чешуи. Местами преобладают полуугловатые зерна с низким и средним микрорельефом поверхности. На зернах часты кливажные чешуи, микроямчатость, чешуйчатые пластины IV-V порядков (от 2 мкм и менее). Структуры беспорядочного растворения - переотложения кремнезема развиты преимущественно по периметру кливажных чешуй. На некоторых зернах видны полупараллельные ступени, ориентированные желобки. В единичных случаях наблюдаются коррозионные трещины. Часты выровненные площадки, покрытые структурами растворения - переотложения кремнезема, хаотичными и идиоморфными, чешуйчатыми и кристаллическими пластинами, щетками микрокристаллов кварца. Иногда микроструктуры обрастают губчатым микропластинчатым кремнеземом (см. приложение 2, табл. VII, фиг. 3).

Зерна кварца участка Южночукукский отличаются полуокатанной - полуугловатой формой и низким микрорельефом поверхности. К особенностям, преобладающим в данной пробе, относятся микроструктуры, связанные с беспорядочным и реже идиоморфным растворением - переотложением кремнезема. Кварц на участке Карьерный полуокатан, с редко расположенными чешуйчатыми пластинами, единичными коррозионными трещинами, мелкими трещиноватыми блоками и кристаллическими пластинами. На 20% зерен пробы наблюдаются ориентированные V-депрессии (менее 5 мкм).

Ахтарандинская свита. Полуокатанные кварцевые зерна этой свиты отличаются преобладанием среднего, а на некоторых участках поверхности - высокого микрорельефа. На зернах развиты крупные и мелкие раковистые сколы, в разной степени измененные наложенными химическими процессами растворения - переотложения кремнезема. Встречаются ориентированные и неориентированные борозды и желобки, ямки растворения, крупные трещиноватые блоки, субпараллельные ступени, чешуйчатые пластины III-V порядков. Хорошо окатанные зерна характеризуются низким рельефом, крупными овальными понижениями, чешуйчатыми пластинами III-V порядков, мелкой ямчатостью, "прилипшими" частицами. Кристаллические пластины занимают незначительную площадь видимой поверхности зерен и обнаружены только на некоторых зернах; их сопровождают углубления в форме трехгранной призмы (см. приложение 2, табл. VII, фиг. 4-6).

В нижних горизонтах разреза доминируют зерна кварца, имеющие низкий и, в меньшей степени, средний рельеф. На них преобладают микроструктуры, связанные с химическим воздействием. Сильно развита микроямчатость, особенно на мелких зернах (0,25-0,5 мм), где она часто переходит в кавернозность. Коррозионные трещины редки (не более трех на зерно). Встречаются единичные V-депрессии ударного происхождения, частично измененные наложенными процессами растворения - переотложения кремнезема. Хорошо окатанные зерна имеют только химически обусловленные структуры. К ним относятся структуры беспорядочного растворения - переотложения кремнезема, микроямчатость, иногда дающая участки поверхности с сильной кавернозностью. Чешуйчатые пластины (от 100 мкм и менее) расположены хаотично и накладываются друг на друга, создавая своеобразный пейзаж.

Таким образом, для пермско-каменноугольных отложений Айхальского района отмечаются средние до сильных преобразования поверхностей зерен кварца вследствие катагенетических процессов, выразившиеся в частичном растворении и обрастании зерен криптозернистым кремнеземом. Несмотря на это, на многих зернах сохраняются участки со слабоизмененной поверхностью, благодаря чему обнаруживаются первичные (седиментационные) структуры. Часть из них позволяет судить о среде бассейна седиментации. Так, например, пробы кварца из ниже- и верхнеайхальской подсвет имеют определенный набор микроструктур, указывающий на низкоэнергетическую субаквальную солоновато-водную или морскую среду образования.

Присутствие угловатых зерен со щетками микрокристаллов кварца обусловлено, видимо, местным источником низкотемпературного кварца.

## Мало-Ботубинский район

Лапчанская свита. На участке Верхнеиреляхский преобладают угловатые и полуугловатые зерна с различными типами микро рельефа, из которых чаще встречается средний. Характерны крупные и мелкие трещиноватые блоки, раковистые изломы, сильно затушеванные процессами растворения – переотложения кремнезема, кливажные, полупараллельные и чешуйчатые пластины, ямки растворения, микроблоки. При увеличениях более чем в 10 000 раз на зернах часто видна сетка коррозионных ультрамикротрещин. На единичных зернах были обнаружены редкие ударные V-депрессии, в равной степени измененные последующими химическими преобразованиями.

Местами присутствуют преимущественно полуугловатые и полуокатанные зерна с низким и средним микро рельефом. Распространены чешуйчатые пластины (менее 10 мкм по ширине), микроблоки, микроямчатость различных форм; кавернозные участки редки. Наблюдается большое разнообразие микро структур, связанных с процессами растворения – переотложения кремнезема. Изредка обнаруживаются элементы структур крупных раковистых изломов и крупные трещиноватые блоки (см. приложение 2, табл. VIII, фиг. 1, 2).

В пробе из разреза 4 (глубина 65,0 м) преобладают полуокатанные и полуугловатые зерна кварца с низким рельефом поверхности. Для них наиболее характерными являются чешуйчатые пластины (от 100 мкм и менее), наслаивающиеся одна на другую, и микроямчатость, дающая участки с кавернозной поверхностью, почти на всех зернах встречены трещины химического происхождения (до 5 на зерно). На зернах диаметром больше 2 мм сохранились единичные ударные V-депрессии, иногда оперяющие короткие, слабоизвилистые трещины (вероятно, механического генезиса) (см. приложение 2, табл. VIII, фиг. 3). Здесь же, на глубинах 67,0 и 59,0 м, обычны полуокатанные зерна с низким рельефом. Распространены и чешуйчатые пластины и микроямчатость, иногда встречаются участки поверхности с кристаллическими пластинами. Характерны структуры беспорядочного растворения – переотложения кремнезема. Около 20% просмотренных зерен имеют небольшие участки поверхности с редкими чешуйчатыми пластинами III-V порядков, среди которых расположены редкие ориентированные V-депрессии со стороной 2-5 мкм (см. приложение 2, табл. VIII, фиг. 4-6).

Другие участки отличаются в основном полуокатанными зернами со средним и низким микро рельефом. Здесь присутствуют крупные и мелкие трещиноватые блоки, короткие слабоизвилистые острые гребни, кливажные и чешуйчатые пластины (менее 10 мкм в ширину), а также микроблоки и различной формы ямчатость. На всех зернах отмечены небольшие участки, занятые

неориентированными бороздами и кристаллическими пластинами. В единичных случаях встречены ударные V-депрессии, внутренняя поверхность их выстлана чешуйчатыми микропластинками (менее 0,5 мкм).

Ботуобинская свита. Зерна кварца из этой свиты имеют полуугловатые и, в меньшей степени, полуокатанные очертания. Распространен средний рельеф, хотя на некоторых участках большинства зерен обнаруживается низкий и высокий микрорельеф. На многих зернах сохранились единичные крупные и мелкие раковистые изломы, измененные процессами растворения - переотложения кремнезема, обычны крупные и мелкие трещиноватые блоки; на одном зерне обнаружены арковидные ступени. До 10% поверхности зерен занято кристаллическими ступенями, наблюдаются чешуйчатые пластины III-V порядков, неориентированные бороздки и желобки, микроямчатость, имеющая, вероятно, кристаллографический контроль, микроблоки, иногда кливажные пластины. Для мелких зерен (0,25-0,5 мм) особенно характерными являются мелкие ямки, заполненные вровень с поверхностью зерна переотложенным кремнеземом так, что видна лишь концентрическая трещина по периметру ямки. Их диаметр не более 5 мкм.

Местами преобладают полуугловатые и полуокатанные зерна со средним и низким рельефом. На 15% всех зерен наблюдаются крупные раковистые сколы. На многих зернах обнаруживаются крупные и, значительно реже, мелкие трещиноватые блоки. Наблюдаются дихотомирующие извилистые трещины химические и коррозионные. На части зерен присутствуют отслаивающиеся пластины, занимающие незначительную часть поверхности; это относится и к параллельно ориентированным бороздкам (до 100 мкм<sup>2</sup>). Примерно 20% зерен обнаруживает ориентированные V-депрессии до 5 мкм в длину, их внутренняя поверхность преобразована чешуйчатыми пластинами V порядка и иногда процессами беспорядочного растворения - переотложения кремнезема. Для зерен кварца характерны хорошо сохранившиеся, слабоизмененные последующими химическими процессами микроструктуры механического генезиса, составляющие 5-10% видимой поверхности зерна.

Во фракции 0,5-1,0 мм преобладают полуокатанные зерна. Для них обычен низкий рельеф и структуры растворения - переотложения кремнезема. Структур, связанных с механическими воздействиями на зерна кварца, не обнаружено.

На полуокатанных зернах не найдены микроструктуры механического генезиса. Кроме вышеупомянутых, были обнаружены и другие микроструктуры, к ним относятся неориентированные, различной формы ямки растворения, кристаллические пластины (на 10% зерен).

В нижних горизонтах свиты присутствуют окатанные и полуокатанные кварцевые зерна с низким рельефом. Характерны структуры растворения - переотложения кремнезема, кристаллические пластины, с которыми ассоциируют ямки растворения в форме треугольной призмы разных размеров, но не более 2 мкм. Часты и неориентированные ямки травления. Большую часть зерен занимают чешуйчатые пластины IV-V порядков. На угловато-окатанных зернах видны слабо преобразованные крупные и мелкие раковистые изломы (1-2 на зерно) и крупные трещиноватые блоки.

Изучение зерен кварца по Мало-Ботуобинскому району показало, что для отложений лапчанской свиты характерны микроструктуры, обусловленные высокой химической энергией среды (процессы выветривания). На них накладываются более поздние катагенетические процессы. Некоторые горизонты свиты обнаруживают микроструктуры, связанные с субкавальной низкоэнергетической средой седиментации, например, пробы из разреза 4 с глубин 67,0 и 59,0 м. Осадки ботуобинской свиты, образованные во многом за счет под-

стиляющих лапчанских отложений, отличаются более высокой степенью окатанности и сильно преобразованы постседиментационными процессами.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

О минералогическом составе глинистого вещества каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы имеются достаточно полные сведения /Зинчук и др., 1973; Котельников и др., 1974; Зинчук, Котельников, 1976; Мухина, Ломоносова, 1976; Зинчук и др., 1978а; Зинчук и др., 1979; Зинчук, Борис, 1981а, б/, из которых следует, что глинистая фракция верхнепалеозойских пород характеризуется полиминеральным составом. По данным Н.Н. Зинчука, В.И. Тараненко, Е.И. Бориса и др. /1978б/, в лапчанской свите (сылагинские слои) существенна доля продуктов переотложения позднедевонской – раннекаменноугольной коры выветривания. В глинистом веществе этих отложений преобладает каолинит (20–55%), монтмориллонит составляет 10–55%, гидрослюда – 5–30, хлорит – 5–20%. В базальных горизонтах содержание каолинита увеличивается до 65%, гидрослюда – до 40%, содержание монтмориллонита уменьшается до 15%. Такой состав глинистого вещества обусловлен характером размываемых пород и интенсивностью выветривания. Каолинит и гидрослюда поступали из кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя с высоким содержанием  $Al_2O_3$ , монтмориллонит – из кор выветривания на туфах, базальтах и кимберлитовых породах /Шамшина, 1979/.

От лапчанской свиты выше по разрезу к катской (ботуобинской) и пеляткинской (боруллойской) минеральный состав глинистого вещества закономерно меняется. Монтмориллонит является одним из доминирующих компонентов ботуобинской свиты (до 90%) и практически отсутствует в делювиально-пролювиальных образованиях лапчанской свиты. Гидрослюда обычно более 20%, максимальные ее содержания встречены в лапчанской свите, в базальных горизонтах ботуобинской свиты, меньше ее в глинистом веществе базальных горизонтов боруллойской свиты. Хлорит наиболее распространен в лапчанской свите, содержание его уменьшается в ботуобинской свите и особенно в боруллойской. Каолинит в разрезе распространен неравномерно. Максимальные его количества (до 60%) приурочены к основанию ботуобинской свиты, в пределах которой он широко распространен. Значительно меньше каолинита в лапчанской свите и очень мало в боруллойской /Зинчук, 1981/.

Большая часть глинистых минералов имеет аллотигенное происхождение. Изменение их минералогического состава в пределах верхнепалеозойского разреза снизу вверх обусловлено разным составом выветривающихся пород в каменноугольном и пермском периодах, распределение по площади – фациальными обстановками. О природе монтмориллонита имеются данные, свидетельствующие о его аллотигенном происхождении /Шамшина, 1975, 1979; Зинчук, 1981; Зинчук, Борис, 1981б/. Для монтмориллонита пермотриасовых вулканогенно-осадочных отложений (корвучанская свита) определена гидротермальная природа /Мухина, Ломоносова, 1976/.

Авторами проведено рентгенографическое исследование минерального состава глинистого вещества каменноугольных и пермских отложений Айхальского и Мало-Ботуобинского районов, результаты которого приводятся ниже. В Айхальском районе изучены отложения на участках Центральный, Болотный, Верхнемархинский, Верхнеалакитский, Южный, Каменный, Тегерюкский, Глубокий.

В конекской свите глинистое вещество темно-серых песчаников и аргил-

литов большей частью или полностью состоит из каолинита. Примесями являются нормальные или гидратированные разновидности гидрослюда, монтмориллонит и хлорит. Всегда в значительных количествах присутствует тонкодисперсный кварц. Содержание каолинита уменьшается снизу вверх по разрезу.

Нижнеайхальская подсвета, сложенная песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и углей, характеризуется, относительно конекской свиты, разнообразием глинистого вещества, состоящего из каолинита, монтмориллонита, метагаллуазита, гидрослюда и хлорита. Главными компонентами могут быть каолинит, гидрослюда и монтмориллонит. Снизу вверх по разрезу содержание каолинита убывает, гидрослюда и монтмориллонита — возрастает. В верхней части некоторых разрезов монтмориллонит преобладает, в других почти полностью составляет глинистое вещество. Гидрослюда в значительном количестве присутствует лишь в некоторых разрезах. Диаспор, метагаллуазит и хлорит находятся в разных количествах и не на всех участках.

Верхнеайхальская подсвета представлена в нижней части песчаниками с растительными остатками, в средней — песчаниками с алевролитами, доля которых в верхней части увеличивается. Глинистое вещество пород верхней подсветы состоит из монтмориллонита, смешанослойных образований (монтмориллонит — каолинит), метагаллуазита, каолинита, хлорита, гидрослюда и незначительной примеси тонкодисперсного кварца. В верхнеайхальской подсвете, относительно нижнеайхальской, содержание монтмориллонита увеличивается, каолинита — уменьшается. Во многих разрезах участка глинистое вещество почти полностью состоит из монтмориллонита. Имеются участки, где доминируют каолинит, монтмориллонит. Метагаллуазит и диаспор в значительном количестве присутствуют в некоторых разрезах. Смешанослойные образования встречаются редко.

В ахтарандинской свите глинистое вещество состоит преимущественно из монтмориллонита, в качестве примеси присутствуют каолинит и гидрослюда. На отдельных участках преобладает монтмориллонит, на других — монтмориллонит — гидрослюда. Иногда в средней части свиты происходит обогащение глинистого вещества каолинитом.

Борулло́йская свита, сложенная песчаниками, конгломератами, гравелитами с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей, характеризуется большой долей монтмориллонита в составе глинистого вещества. В некоторых горизонтах преобладающими могут быть каолинит, диаспор и пирофиллит. Гидрослюда присутствует обычно в виде незначительной примеси, однако местами в нижних горизонтах гидрослюда может быть и преобладающим компонентом. Присутствие пирофиллита, диаспора и кордиерита в некоторых разрезах отличает борулло́йские отложения от нижележащих.

Таким образом, в Айхальском районе четко проявляется изменение минералогического состава глинистого вещества от конекской до борулло́йской свиты. Почти мономинеральный каолинитовый состав глинистого вещества конекской свиты сменяется нижнеайхальской ассоциацией монтмориллонита и каолинита, которая переходит в ассоциацию монтмориллонита, смешанослойных образований, метагаллуазита верхнеайхальской подсветы. Завершается верхнепалеозойский разрез осадками с преимущественно монтмориллонитовым составом глинистого вещества с примесями пирофиллита, диаспора, кордиерита борулло́йской (пеляткинской) свиты.

По площади Айхальского района происходит изменение минералогического состава глинистого вещества, выражающееся в колебаниях содержания монтмориллонита. В конекской свите на некоторых участках он иногда преобладает, на большей же части участков монтмориллонит или присутствует только в примеси, или его совсем нет. В нижнеайхальской подсвете на отдельны́х



участках монтмориллонит является доминирующим, на других участках монтмориллонит и каолинит находятся примерно в равных количествах. В верхнеайхальской подсвите на одних участках почти по всему разрезу преобладает монтмориллонит, на других преобладающим часто является каолинит. В боруллойской свите монтмориллонит преобладает почти на всех участках, за исключением верхов разреза некоторых скважин, присутствуют диаспор, кордиерит и пиррофиллит. Метагаллуазит и диаспор встречаются в айхальской свите некоторых участков.

Минералогический состав глинистого вещества Мало-Ботуобинского района изучался в разрезах площадей Лапчанской, Верхнеиреляхской, участка Оценочный. В лапчанской свите глинистое вещество аргиллитов и алевролитов состоит из каолинита, монтмориллонита, хлорита, гидрослюда и тонкодисперсного кварца. Доминирующими компонентами являются каолинит и монтмориллонит, первый иногда полностью слагает глинистую фракцию пород. Вверх по разрезу содержание каолинита убывает, монтмориллонита и хлорита — возрастает.

В ботуобинской свите глинистое вещество в гравелитах и кварцевых песчаниках состоит из монтмориллонита, каолинита и гидрослюда. Каолинит преобладает в кварцевых песчаниках, монтмориллонит — в цементе гравелитов, гидрослюда является второстепенным минералом. В нижней части свиты глинистое вещество состоит из каолинита, гидрослюда, монтмориллонита и хлорита; преобладает чаще всего каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и хлорит — второстепенные. В верхней части свиты каолинит и монтмориллонит составляют большую долю глинистой фракции, гидрослюда и хлорит присутствуют как примесь. В целом ботуобинская свита, относительно лапчанской, характеризуется большей долей монтмориллонита.

В боруллойской свите, сложенной песчаниками, гравелитами и конгломератами, аргиллитами и алевролитами, глинистое вещество имеет преимущественно монтмориллонитовый состав. В нижней части свиты глинистое вещество часто является мономинеральным монтмориллонитового состава. В верхней части свиты монтмориллонит преобладает, каолинит иногда присутствует в значительных количествах, обычно же он является примесью. Гидрослюда находится в очень малых количествах, отмечаются тонкодисперсный кварц и полевые шпаты.

Сопоставление состава глинистого вещества лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит Мало-Ботуобинского района показывает, что по вертикальному разрезу каменноугольных и пермских отложений снизу вверх содержание каолинита уменьшается, монтмориллонита — увеличивается. В лапчанской свите преобладает каолинит, в боруллойской — монтмориллонит. Ботуобинская свита характеризуется более полиминеральным составом. По площади Мало-Ботуобинского района в ботуобинской свите меняется соотношение каолинита и монтмориллонита. В нижней ее части на Лапчанской площади с запада на восток увеличивается количество монтмориллонитов и отмечаются значительные содержания метагаллуазита. В верхней части ботуобинской свиты на западе Лапчанской площади первым по содержанию является монтмориллонит, каолинит занимает второе место, на востоке при высоком содержании монтмориллонита в глинистом веществе помимо каолинита иногда содержится очень много метагаллуазита.

В боруллойской свите, как и в ботуобинской, по площади района меняется соотношение монтмориллонита и каолинита. В нижней и верхней частях свиты на западе и в центре глинистое вещество состоит из монтмориллонита, восточнее и на севере — из монтмориллонита и каолинита, в некоторых центральных и восточных разрезах много метагаллуазита.

Сопоставление данных по минералогическому составу глинистого вещества Айхальского и Мало-Ботубинского районов выявляет сходство в распределении глинистых минералов по вертикальному разрезу каменноугольных и пермских отложений и по площади этих районов. В вертикальном разрезе каолиновая и монтмориллонит-каолиновая ассоциации в конекской и со значительным содержанием хлоритов в лапчанской свитах сменяются более разнообразным комплексом глинистых минералов в айхальской и ботубинской свитах, представленных каолинитом, монтмориллонитом, хлоритом, гидрослюдой, смешанослойными образованиями, метагаллазитом, диаспором. Боруллойская свита в этих районах преимущественно монтмориллонитового состава с характерными примесями - пирофиллитом, метагаллазитом, диаспором.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

### Минералообразующие элементы

В конекской свите Айхальского района содержание окислов алюминия и титана находится в высоких пределах - от 25 до 34,5% и от 1 до 1,52% соответственно, натрия меньше - от 0,04 до 0,43%. Отмечается тенденция увеличения содержания железа и уменьшения магния к западу и северо-западу района. Для некоторых участков характерно увеличение количества титана, марганца, кальция, железа и натрия в юго-западном направлении. В нижнеайхальской подсвите содержание окислов алюминия остается высоким (22,0-30,3%), титана - несколько понижается относительно конекской свиты (0,65-1,50%), натрия - повышается (0,11-0,67%). Как и в конекской свите, содержание окислов железа возрастает к западу и северо-западу района. Отмечается некоторое повышение содержания калия и натрия на юго-западе. Верхнеайхальская подсвита, относительно нижележащих отложений, характеризуется значительным понижением окиси алюминия - до 18,8%, титана - до 0,67%, повышением магния - до 4%, железа - до 13%. Для участков Верхнеалакитский и Южный содержание натрия в глинистом веществе ахтарандинской свиты несколько выше относительно верхнеайхальской подсвиты. Боруллойская свита имеет наиболее низкие, чем в нижележащих отложениях, содержания окислов алюминия (16,7%) и титана (0,34%). Количество магния и железа может быть понижено или равно таковому в верхнеайхальской подсвите.

Анализ концентраций главных компонентов в целом по свитам показывает уменьшение средних содержаний алюминия и титана, увеличение - магния и натрия от конекской к боруллойской свите. Максимальные и минимальные содержания кремния приходятся соответственно на боруллойскую и конекскую свиты. Такого характера изменения главных минералообразующих компонентов наблюдаются как в целом по району, так и для отдельных участков (табл. 15, 16). Установлено сходство конекской свиты и нижнеайхальской подсвиты по содержанию кремния, алюминия, титана, магния, железа и калия. Нижне- и верхнеайхальская подсвиты близки между собой только по содержанию калия. Сходство верхнеайхальской подсвиты и ахтарандинской свиты проявляется в содержании марганца и калия. Ахтарандинская и боруллойская свиты сходны между собой по алюминию, титану, натрию, калию, иногда по марганцу и железу. Наиболее сходны по химическому составу глинистого вещества конекская свита и нижнеайхальская подсвита, в меньшей мере - ахтарандинская и боруллойская свиты.

Изучение распределения минералообразующих элементов по площади Ай-

Таблица 15

Среднее содержание компонентов глинистого вещества каменноугольных и пермских отложений Айхальского района, %

Стратиграфическое подразделение	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Боруллойская свита	61,5	21,1	0,83	0,06	1,67	0,61	5,49	2,69	0,49	0,030	55
Ахтарандинская свита	54,8	21,8	0,75	0,09	2,36	0,99	7,02	2,57	0,40	0,017	32
Верхнейхальская подсвита	58,5	23,2	1,02	0,08	1,92	0,65	5,24	2,37	0,60	0,028	175
Нижнейхальская подсвита	55,3	27,8	1,18	0,06	1,46	0,60	3,95	1,96	0,35	0,036	108
Конекская свита	54,5	28,7	1,26	0,06	1,37	0,44	4,05	2,20	0,15	0,045	66

Таблица 16

Среднее содержание главных компонентов глинистого вещества каменноугольных и пермских отложений участка Верхнеалакитский, %

Стратиграфическое подразделение	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Ахтарандинская свита	58,20	21,2	0,70	0,07	1,40	0,99	7,90	1,88	0,67	0,02	11
Верхнейхальская подсвита	56,08	22,76	0,89	0,09	1,98	0,85	6,83	2,03	0,52	0,02	40
Нижнейхальская подсвита	52,41	27,05	1,13	0,10	1,88	0,79	7,27	1,82	0,31	0,04	55
Конекская свита	51,60	29,85	1,28	0,07	1,44	0,68	6,92	2,23	0,19	0,05	15

хальского района показал, что в конекской свите максимальные содержания алюминия отмечены на участках Конек Западный, Кыллах Западный, Верхнеалакитский, Южный, Тегерюкский, Каменный; титана – на участках Болотный, Верхнемархинский, Тегерюкский, Верхнеалакитский; железа – на участках Верхнесытыканский, Верхнемархинский, Верхнеалакитский, Глубокий и в северной части участка Болотный. В нижнейайхальской подсвите наибольшие содержания алюминия приурочены к участкам Каменный, Тегерюкский, Глубокий, Кыллах Западный и к северной части участка Болотный; титана – к участкам Болотный, Верхнесытыканский, Кыллах Западный, Каменный, Глубокий; железа – к участкам Верхнемархинский, Верхнесытыканский, Верхнеалакитский, Глубокий, Южный (табл. 17,18).

Для характеристики химического состава глинистого вещества верхнеайхальской и боруллойской свит наибольший интерес представляют магний, железо и натрий, содержания которых по площади района меняются. В верхнеайхальской подсвите максимальные содержания магния отмечены на участках Центральной, Верхнемархинский, Каменный, Тегерюкский, Глубокий; железа – на участках Конек Западный, Верхнемархинский, Верхнесытыканский, Каменный, Тегерюкский, Глубокий, Верхнеалакитский; натрия – на участках Центральный и Тегерюкский. В ахтарандинской свите наибольшее содержание магния приурочено к участку Верхнеалакитский, железа – к участкам Центральный, Глубокий, Верхнеалакитский и Южный; натрия – к участкам Глубокий и Южный. В боруллойской свите высокие содержания магния имеются на участках Центральный, Верхнесытыканский, Кыллах Западный; железа – на участках Верхнемархинский, Верхнесытыканский; натрия – на участках Конек Западный, Центральный и Болотный (табл. 19–21).

Из сказанного следует, что более значительное изменение содержания алюминия, калия и натрия происходит по вертикальному профилю каменноугольных и пермских отложений. Содержание магния и железа в большей степени меняется по площади района даже в интервале одной свиты.

По разрезу каменноугольных и пермских отложений Айхальского района изменяются значения геохимических параметров глинистого вещества. Высокие значения  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$  характеризуют конекскую свиту, нижнюю часть нижнейайхальской подсвиты и определенные стратиграфические уровни верхнеайхальской подсвиты и боруллойской свиты. Последней соответствуют самые высокие значения  $Al_2O_3 : TiO_2$ . В айхальской и конекской свитах данные величины колеблются, периодически понижаясь и повышаясь. Изменение геохимических параметров глинистого вещества в разрезе верхнепалеозойских отложений подробно рассматривается в главах IV и V.

В глинистом веществе лапчанской свиты Мало-Ботуобинского района содержание окислов алюминия находится в пределах 21,0–34,4%, титана – 0,6–2,04, калия – 0,88–3,94, натрия – 0,06–0,28%. Ботуобинская свита характеризуется близкими пределами колебания содержания окислов алюминия (20,2–30,2%), титана (0,4–1,40%), калия (1,1–3,4%) и более широкими – натрия (0,08–1,00%). В боруллойской свите содержание окислов алюминия сходно с таковым в лапчанской свите: от 20,0 до 34,9%; пределы колебания содержания титана, калия и натрия близки таковым в ботуобинской свите: титана – 0,4–1,3%, калия – 1,3–3,1, натрия – 0,2–0,8%.

Из анализа средних содержаний минералообразующих элементов по свитам Мало-Ботуобинского района следует, что содержание алюминия и титана наиболее высокое в лапчанской свите. Вверх по разрезу содержание титана убывает; содержание алюминия сначала убывает, затем возрастает. От лапчанской к боруллойской свите возрастает содержание натрия. Наиболее высокие

Таблица 17

Среднее содержание главных химических компонентов в глинистом веществе конекской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Конек Западный	49,6	32,8	1,20	0,07	1,33	0,31	3,40	1,74	0,11	0,05	7
Центральный	51,0	25,5	1,08	0,04	1,56	0,20	3,10	2,85	0,13	0,03	10
Болотный	57,4	27,8	1,32	0,06	1,19	0,42	3,25	2,39	0,14	0,05	24
Верхнемархинский	53,7	28,7	1,30	0,08	1,38	0,70	8,47	1,51	0,13	0,05	3
Верхнесытыканский	57,0	25,0	1,09	0,09	2,60	0,55	7,60	0,34	0,04	0,05	1
Кыллах Западный	59,0	30,0	1,20	0,04	1,19	0,31	2,93	1,51	0,09	0,05	4
Каменный	52,2	29,4	1,21	0,16	2,58	1,20	6,66	2,37	0,32	0,03	4
Тегерюкский	51,0	32,1	1,39	0,04	1,98	0,70	3,96	1,92	0,20	0,03	3
Глубокий	53,0	22,8	1,01	0,12	3,70	1,30	11,8	2,93	0,43	0,04	1
Верхнеалакитский	50,0	31,0	1,32	0,08	1,58	0,80	7,2	1,72	0,22	0,05	8
Южный	53,7	29,9	1,25	0,06	1,18	0,46	5,9	2,02	0,18	0,05	4

Таблица 18

Среднее содержание главных компонентов в глинистом веществе нижнейхальской подсвиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Конек Западный	54,2	27,3	0,94	0,80	1,33	0,44	3,00	2,48	0,46	0,04	16
Центральный	57,5	27,3	1,03	0,04	1,42	0,32	2,34	2,09	0,46	0,03	12
Болотный	56,9	27,3	1,33	0,04	1,06	0,46	3,58	1,71	0,39	0,05	39
Верхнемархинский	56,7	23,3	0,91	0,04	1,78	0,97	8,05	1,61	0,25	0,02	2
Верхнесытыканский	54,4	24,1	1,31	0,06	2,50	0,59	6,35	1,95	0,53	0,02	5
Кыллах Западный	58,8	30,3	1,20	0,05	1,28	0,43	2,42	1,23	0,11	0,04	4
Каменный	51,8	30,7	1,29	0,08	1,89	1,15	4,56	1,72	0,17	0,03	6
Тегерюкский	52,5	30,1	1,23	0,06	2,08	1,38	3,26	2,39	0,37	0,02	4
Глубокий	51,8	29,2	1,31	0,13	1,84	1,09	5,2	1,97	0,28	0,03	9
Верхнеалакитский	52,6	27,3	1,14	0,11	1,93	0,87	5,84	1,85	0,40	0,03	40
Южный	53,1	28,0	1,23	0,12	1,67	0,66	5,11	1,43	0,23	0,03	11

Таблица 19

Среднее содержание главных компонентов в глинистом веществе верхней хальской подсвиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Конек Западный	56,6	23,4	0,96	0,06	2,05	0,61	5,94	2,69	0,66	0,03	20
Центральный	59,6	22,4	1,01	0,04	2,20	0,45	2,77	2,45	0,72	0,03	19
Болотный	61,0	23,7	1,10	0,05	1,08	0,58	3,68	2,85	0,60	0,03	43
Верхнемархинский	55,6	20,60	0,77	0,10	2,89	0,56	12,86	1,79	0,48	0,04	11
Верхнесыгтыканский	60,2	19,6	0,67	0,09	1,85	0,51	8,80	2,41	0,58	0,03	4
Кыллах Западный	61,0	23,6	0,97	0,05	2,00	0,34	5,09	1,94	0,42	0,03	7
Каменный	56,7	24,4	0,95	0,12	2,85	1,66	6,59	1,93	0,56	0,02	7
Тегерюкский	51,3	23,8	0,98	0,10	3,64	0,91	9,43	3,57	1,30	0,02	7
Глубокий	51,9	24,3	1,10	0,27	2,90	1,60	9,29	2,62	0,54	0,02	7
Верхнеалакитский	56,7	21,1	0,59	0,10	2,06	1,03	7,83	1,95	0,52	0,02	24
Южный	55,1	25,4	1,01	0,06	1,84	0,56	5,49	2,20	0,53	0,02	15



Таблица 20

Среднее содержание главных компонентов в глинистом веществе ахтарандинской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Конек Западный	56,5	22,0	0,37	0,06	2,67	0,31	6,69	2,11	0,19	0,02	8
Центральный	52,7	20,5	0,82	0,06	2,45	0,23	7,27	2,31	0,30	0,02	10
Каменный	53,5	24,2	0,54	0,16	2,95	1,82	6,58	2,58	0,38	0,01	4
Глубокий	56,1	22,1	0,77	0,10	1,77	1,95	7,72	3,18	0,56	0,01	10
Верхнеалакитский	55,0	23,1	0,67	0,06	5,03	1,14	7,38	1,38	0,50	0,01	7
Южный	63,7	16,7	0,85	0,08	0,97	0,67	9,40	2,88	1,10	0,03	3

Таблица 21

Среднее содержание главных компонентов в глинистом веществе боруллойской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Конек Западный	59,1	24,9	1,03	0,08	1,63	0,75	5,73	2,41	0,50	0,03	7
Центральный	57,7	20,8	0,30	0,02	1,86	0,48	3,25	3,78	0,53	0,02	13
Болотный	65,9	19,6	1,01	0,07	1,54	0,87	3,16	1,34	0,52	0,03	13
Верхнемархинский	58,8	21,7	1,23	0,07	1,65	0,61	9,35	3,43	0,38	0,03	5
Верхнесытьканский	62,0	21,0	0,76	0,11	1,81	0,53	8,16	2,46	0,35	0,03	8
Кыллах Западный	65,7	20,5	1,04	0,03	1,77	0,33	4,83	2,13	0,45	0,03	3

Таблица 22

Среднее содержание главных компонентов глинистого вещества каменноугольных и пермских отложений Мало-Ботубинского района, %

Свита	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Боруллойская	57,2	25,0	0,7	0,06	1,8	0,6	4,5	1,9	0,4	0,02	102
Ботубинская	54,8	23,5	0,9	0,07	2,6	0,5	5,5	2,3	0,5	0,03	76
Лапчанская	52,6	25,9	1,0	0,09	1,8	0,7	4,3	2,2	0,12	0,02	39

Таблица 23

Среднее содержание главных компонентов глинистого вещества лапчанской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Лапчанский (северо-запад)	57,8	24,3	1,0	0,05	1,3	0,5	4,9	2,6	0,09	0,02	5
Лапчанский (юго-запад)	56,1	21,6	0,9	0,04	3,0	0,1	3,4	2,7	0,28	0,02	2
Лапчанский (центр)	53,2	24,7	1,5	0,06	2,2	0,3	6,1	3,0	0,09	0,03	2
Лапчанский (юго-восток)	55,3	23,0	0,9	0,02	2,4	0,2	4,3	3,9	0,22	0,02	4
Верхнеиреляхский	51,1	25,2	0,9	0,05	2,1	1,1	5,7	2,7	0,15	0,02	8
Оценочный	50,8	27,9	1,03	0,14	1,4	0,7	3,4	1,4	0,08	0,02	18

Таблица 24

Среднее содержание главных компонентов глинистого вещества ботубинской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Озерный	56,8	23,3	0,9	0,08	2,7	0,5	6,1	3,0	0,4	0,04	11
Олгуйдахский	57,3	25,1	1,3	0,08	4,2	0,6	6,0	2,3	0,6	0,04	10
Лапчанский (северо-запад)	55,5	27,1	1,2	0,06	1,7	0,7	4,2	2,1	0,38	0,02	35
Лапчанский (юго-запад)	56,6	22,7	1,1	0,03	2,1	0,3	4,2	2,5	0,4	0,02	18
Лапчанский (юго-восток)	56,9	18,9	0,5	0,03	2,3	0,3	4,0	2,3	0,7	0,02	19

Таблица 25

Среднее содержание главных компонентов в глинистом веществе боруллойской свиты, %

Участок	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Число анализов
Озерный	62,7	23,3	0,9	0,05	1,8	0,7	4,8	2,8	0,40	0,04	6
Олгуйдахский	59,0	28,7	1,0	0,10	1,4	1,3	3,7	2,6	0,50	0,03	1
Лапчанский (северо-запад)	58,9	24,7	0,9	0,05	1,7	0,8	3,5	1,9	0,6	0,02	32
Лапчанский (юго-запад)	57,9	23,0	1,0	0,05	1,5	0,4	4,7	2,3	0,50	0,02	20
Лапчанский (центр)	52,9	34,9	0,7	0,09	1,1	0,3	4,4	1,3	0,30	0,02	7
Лапчанский (юго-восток)	57,6	26,7	0,65	0,08	1,77	0,6	4,4	1,7	0,4	0,02	42
Бахчанский	59,4	21,8	0,5	0,02	2,1	0,3	4,9	1,7	0,50	0,02	13

содержания магния и железа приурочены к ботуобинской свите (табл. 22).

Распределение минералообразующих элементов глинистого вещества по площади Мало-Ботуобинского района показывает, что в лапчанской свите максимальные содержания алюминия и титана приурочены к участку Оценочный, детально изученному в горных выработках. В ботуобинской свите более высокое содержание алюминия и титана приходится на северо-западную часть Лапчанской площади и Олгуйдахскую площадь. Для боруллойской свиты наиболее высокое содержание алюминия отмечается в центральной, юго-восточной частях Лапчанской площади и на Олгуйдахской площади. Наиболее низкое содержание титана установлено на юго-востоке Лапчанской площади и на Бахчанской площади (табл. 23-25). Более существенное изменение содержания алюминия, калия, натрия происходит по вертикальному профилю каменноугольных и пермских отложений. Содержание магния и железа сильно колеблется по площади района даже в интервале одной свиты.

В Мало-Ботуобинском районе по разрезу каменноугольных и пермских отложений закономерно меняются геохимические параметры глинистого вещества. В лапчанской свите величина  $Al_2O_3 : Na_2O$  находится в пределах 100-400,  $K_2O : Na_2O$  - 10-34; в ботуобинской свите эти параметры имеют меньшие значения: соответственно 10-100, 1-12, в боруллойской свите - 40-100 и 2-6. Величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  в лапчанской свите колеблется от 20 до 30, в ботуобинской равна 40, в боруллойской 20-100. В пределах каждой свиты изменение данных параметров имеет циклический характер.

## Малые элементы

В конекской свите Айхальского района отмечаются наибольшие концентрации бора, титана, хрома и кобальта относительно вышележащих свит. Нижнеайхальская подсвита по содержанию бора, титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, цинка, галлия, бария и свинца близка конекской свите. В глинистом веществе верхнеайхальской подсвиты относительно нижележащих отложений заметно снижается содержание бора, хрома, кобальта, никеля, цинка и галлия; повышается содержание стронция и бария. Ахтарандинская свита отличается от выше- и нижележащих отложений большей концентрацией марганца, никеля, меди, свинца и меньшей - бора, титана, циркония. Боруллойская свита имеет наименьшее содержание ванадия, хрома, никеля и меди, наибольшее (относительно других свит) - стронция (табл. 26). Анализ средних содержаний и стандартных отклонений малых элементов показывает, что конекская свита и нижнеайхальская подсвита более сходны, чем ниже- и верхнеайхальская подсвиты. Ахтарандинская свита резко отличается от нижележащих отложений, а с вышележащей боруллойской толщей имеет и сходство, и различия [Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

С целью корреляции разрезов по малым элементам в глинистом веществе прослежено изменение концентрации малых элементов по вертикальному разрезу на разных участках Айхальского района. Выявлено, что на участке Болотный конекская свита в более полных разрезах имеет два уровня повышенного содержания никеля, ванадия, галлия, стронция, бора, циркония, титана, свинца, цинка и меди, расположенных в низах и верхах свиты и разделенных интервалом относительного понижения концентрации этих элементов в глинистом веществе. В разрезах с меньшей мощностью конекской свиты отмечается один уровень повышенного содержания малых элементов, мощность которого обусловлена, очевидно, глубиной среза конекской свиты. В определенных разрезах выявлен полный цикл или часть цикла. На участках Камен-

Таблица 26

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе каменноугольных и пермских отложений Айхальского района, г/т

Стратиграфическое подразделение	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Боруллойская свита	90	6931	145	69	153	9,4	26	22	64	19	189	299	639	8,1	41
Ахтарандинская свита	76	4940	174	85	394	11,4	41	63	70	18	90	259	715	14,9	10
Верхнеайхальская подсвита	113	7668	195	102	162	7,2	24	26	46	18	98	301	640	6,8	124
Нижнеайхальская подсвита	143	7671	213	142	138	10,4	33	28	58	21	64	286	444	6,9	69
Конекская свита	172	7914	190	153	171	12,2	34	28	59	21	80	294	510	7,9	48

ный, Тегерюкский и Глубокий глинистое вещество конекской свиты по сравнению с вышележащими отложениями характеризуется наибольшим содержанием бора, цинка, титана, хрома, бария, циркония и свинца, повышенным содержанием ванадия и никеля. На участке Каменный снизу вверх увеличивается содержание титана, бария, цинка и свинца и уменьшается – бора. Концентрация ванадия, марганца, кобальта, никеля, циркония и меди сначала уменьшается, а затем, в верхней части разреза, возрастает. Содержание хрома, титана и галлия по разрезу меняется незначительно. На участке Тегерюкский снизу вверх увеличивается содержание бора, титана, стронция, циркония, бария, хрома, меди, цинка и свинца и уменьшается – ванадия. Изменения в содержании марганца, кобальта и никеля по разрезу носят колебательный характер. На участке Верхнеалакитский в конекской свите в некоторых разрезах выявляется один, в других – два уровня повышенной концентрации бора, ванадия, марганца, кобальта, никеля, цинка, стронция, бария, свинца, меди, хрома, циркония и галлия.

В наиболее полных разрезах нижеайхальской подсвиты участка Болотный вверх ритмично уменьшается содержание кобальта, никеля, марганца, ванадия и в меньшей степени – хрома. В пределах подсвиты выделяются два цикла изменения содержания малых элементов, максимумы которых расположены в низах (на рубеже с конекской свитой), середине и в верхах. Иной характер изменения по вертикальному разрезу у стронция и бария: концентрация их снизу вверх нарастает. Этот процесс развивается также в два цикла, но максимумы и минимумы их смещены относительно таковых вышеупомянутой группы элементов. Изменение содержания галлия, циркония, титана и бора в пределах подсвиты носит колебательный характер и выражено двумя циклами. Первые три элемента имеют максимумы содержания на одних и тех же уровнях, для бора они несколько смещены. В содержании свинца, цинка и меди в пределах подсвиты отмечаются два максимума и два минимума, которые для меди несколько смещены относительно первых двух элементов. В более полных разрезах нижеайхальской подсвиты участков Центральной и Конек Западный прослеживаются два уровня повышения концентрации малых элементов. Уровни повышения концентрации для разных элементов смещены относительно друг друга. В некоторых разрезах нижеайхальской подсвиты этих участков прослеживается или один полный цикл, или один полный и начало второго цикла.

На участках Каменный, Тегерюкский и Глубокий нижеайхальская подсвита по содержанию малых элементов наиболее близка к конекской свите, несколько понижено в ней содержание ванадия, цинка и бария. Максимальное содержание бора, хрома и кобальта наблюдается на севере участка Глубокий, а цинка, стронция и бария – на участке Каменный. Для отложений нижеайхальской подсвиты на участке Каменный отмечено незначительное уменьшение снизу вверх содержания кобальта, никеля и бария. Содержания большинства элементов показывают один уровень повышения концентрации, приуроченный к средней части разреза. На участке Тегерюкский нижеайхальская подсвита, очевидно, представлена верхней частью разреза, и поэтому наблюдается уменьшение содержания ванадия, хрома, кобальта, никеля, титана и бария. На юге участка Глубокий выделяются два уровня повышенного содержания малых элементов. Один из них неполный, выраженный ниспадающей ветвью и уменьшением концентрации снизу вверх, другой полный в средней части разреза, неодинаково выраженный для разных элементов. Нижеайхальская подсвита в изученных разрезах участка Верхнеалакитский имеет два-три уровня повышенной концентрации малых элементов.

Относительно полный разрез верхнеайхальской подсвиты участка Болот-

ный представлен двумя циклами, которые выявляются в изменении содержания малых элементов. Концентрация кобальта, никеля, марганца, хрома и ванадия в разрезе подсвиты повышается дважды: первый уровень находится в нижней ее части, второй занимает верхнюю половину подсвиты, в некоторых разрезах он дробится на два, иногда на три горизонта. Содержание стронция, бария, свинца, цинка и меди в разрезе верхнеайхальской подсвиты повышается на двух уровнях: первый занимает нижнюю часть подсвиты, второй – верхнюю, несколько большую по мощности разреза относительно нижней. Содержание галлия, циркония, титана и бора в пределах подсвиты колеблется, образуя два полных цикла. Кривые, характеризующие изменения содержания бора и галлия, находятся в противофазе. В нижнеайхальской подсвите некоторых скважин участков Центральный и Конек Западный в объеме, выделяемом геологами ВостСибНИИГТИМСа, имеется три стратиграфических уровня повышенного содержания малых элементов: первый и второй – в пределах подсвиты, третий занимает рубеж айхальской и боруллойской свит, иногда смещается в пределы последней. В разрезе других скважин в верхнеайхальской подсвите имеется два уровня повышенного содержания малых элементов: нижний, как уже было отмечено, общий с нижней подсвитой, и верхний, вмещающийся в пределах верхних горизонтов подсвиты. Следует отметить, что три стратиграфических уровня повышенного содержания малых элементов в глинистом веществе выявляются в тех разрезах, где не выделена ахтарандинская свита, и только два уровня, где последняя отчленена.

На участках Каменный, Тегерюкский и Глубокий для верхнеайхальской подсвиты по сравнению с выше- и нижележащими отложениями установлено самое высокое содержание ванадия, марганца, кобальта, никеля, меди, стронция и бария. В отличие от других районов на участке Тегерюкский установлено повышенное содержание большинства малых элементов. В пределах верхнеайхальской подсвиты на участках Каменный и Глубокий наблюдаются два уровня повышенного содержания ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, титана, стронция, циркония и меди, находящихся в нижней и верхней частях разреза. На юге участка Глубокий ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, титан, медь и свинец показывают один уровень повышенного содержания. В северной части этого участка закономерности в распределении концентраций по разрезу не выявляется. В верхнеайхальской подсвите участка Верхнеалакитский наблюдаются два-три максимума концентрации для большей части малых элементов.

Ахтарандинская свита на участках Центральный и Конек Западный выделяется не во всех разрезах. Содержание титана, циркония, бария и стронция увеличивается в средней части свиты. Один уровень повышения концентрации имеют кобальт, хром, ванадий, марганец, свинец и медь, уровень концентрации которой делится на два горизонта. На участках Каменный, Тегерюкский и Глубокий в ахтарандинской свите по сравнению с нижележащими отложениями установлено наименьшее содержание бора, кобальта, никеля, меди, галлия, бария и высокое – цинка и стронция. На участке Каменный содержание ванадия, хрома, кобальта, никеля и бора уменьшается, а стронция – увеличивается снизу вверх. Барий и стронций имеют повышенную концентрацию в средней части разреза. На участке Глубокий в средней части выделяется один уровень повышенного содержания хрома, марганца, никеля, меди и свинца. Стронций и барий имеют два уровня более высоких концентраций – в нижней и средней частях разреза. На юге этого участка ванадий, хром, кобальт, никель, бор, титан, цирконий, барий, медь, цинк, свинец показывают один уровень высокого содержания в средней части разреза. В ахтарандинской свите участка Верхнеалакитский имеются один-два уровня повышенного содержания малых элементов.



Боруллойская свита участка Болотный представлена неполным циклом изменения содержания малых элементов. В разрезах некоторых скважин имеется один полный цикл, в разрезе других — два. Характер колебательных изменений содержания малых элементов в боруллойской свите аналогичен такому в нижележащей толще. Различия проявляются в величине максимумов и минимумов концентрации элементов, неодинаковой для разных уровней и элементов. На участках Центральный и Конек Западный боруллойская свита представлена не полно. В части разрезов отмечается один уровень повышения содержания малых элементов. Максимумы концентраций одних элементов смещены относительно максимумов других. В некоторых разрезах имеются два уровня повышения содержания малых элементов: первый расположен в низах разреза, второй занимает его верхнюю часть.

Анализ данных о содержании малых элементов в глинистом веществе верхнепалеозойских отложений показывает, что для всего Айхальского района среднее содержание по свитам бора, ванадия, хрома, кобальта, меди и величина отношения бор — галлий уменьшаются от конекской к боруллойской свите. Содержание малых элементов, прослеженное по вертикальным разрезам района, увеличивается на определенных стратиграфических уровнях. Установленные закономерности изменения содержания малых элементов свидетельствуют о цикличном характере необратимого изменения химического состава глинистого вещества в интервале карбон — пермь. Приуроченность горизонтов повышенной концентрации малых элементов к определенным стратиграфическим уровням позволяет рассматривать их в качестве маркеров при корреляции.

Прослеживается определенная тенденция изменения содержания некоторых малых элементов в глинистом веществе конекской свиты по площади Айхальского района. На участках Болотный, Центральный, Конек Западный, Кыллах Западный, Глубокий, Верхнеалакитский и Южный повышено содержание ванадия. Содержание хрома повышено на всех участках, за исключением участка Верхнемархинский. Значительное увеличение цинка и свинца отмечено на участках Верхнемархинский, Каменный, Глубокий, Верхнеалакитский (табл. 27).

В нижнеайхальской подсвите, как и в конекской, содержание ванадия наиболее высокое на участках Болотный, Центральный, Конек Западный, Кыллах Западный, Верхнеалакитский и Южный. На участках Каменный, Тегерюкский и Глубокий содержание ванадия низкое. На участке Верхнесытканский повышено содержание цинка и свинца, на Верхнеалакитском — цинка (табл. 28).

В верхнеайхальской подсвите содержание ванадия повышено на участках Болотный, Центральный, Конек Западный, Кыллах Западный и Южный, содержание хрома — только на участке Тегерюкский, цинка и свинца — на участках Верхнемархинский и Верхнесытканский (табл. 29).

Ахтарандинская свита на участках Каменный, Глубокий и Верхнеалакитский характеризуется наиболее низким содержанием большей части элементов, лишь в некоторых разрезах повышено содержание цинка и свинца, на участке Центральный — ванадия (табл. 30).

В боруллойской свите на участках Конек Западный, Болотный, Кыллах Западный повышено содержание ванадия, на участках Верхнемархинский и Верхнесытканский — свинца, на участке Верхнесытканский — цинка (табл. 31).

В лапчанской свите Мало-Ботубинского района имеются наибольшие концентрации ванадия по сравнению с ботубинской и боруллойской свитами. Ботубинская свита характеризуется повышенным содержанием бора, титана, марганца, хрома, никеля и стронция. В боруллойской свите содержание малых элементов, за исключением свинца, понижено. В целом по свитам от лапчан-

Таблица 27

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе конекской свиты, г/т.

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Конек Западный	175	7650	147	122	178	14,6	54	25	64	24	69	250	330	11,2	6
Центральный	132	6691	151	116	219	12,1	33	38	70	19	90	273	498	6,9	12
Болотный	186	8329	212	192	161	13,2	33	27	52	22	73	298	569	7,1	27
Верхнемархинский	160	1733	95	63	317	10,3	34	49	150	14	89	157	467	20,7	3
Кыллах Западный	174	7125	142	120	129	12,1	32	27	54	20	90	308	242	7,6	4
Каменный	228	2475	94	110	268	19,2	55	18	136	18	220	106	618	18,2	4
Тегерюкский	193	3733	96	123	167	13,7	45	18	63	28	40	103	350	17,3	3
Глубокий	120	2000	140	140	100	25,0	110	35	180	15	80	110	1300	45,0	1
Верхнеалакитский	146	7071	135	120	169	16,3	61	30	104	21	75	254	520	23,1	7
Южный	161	6387	261	168	391	18,1	133	46	85	24	78	309	472	13,5	8

Таблица 28

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе нижеайхальской подсвиты, г/т.

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Конек Западный	111	7037	142	116	175	13,5	45	37	79	24	65	221	361	7,0	16
Центральный	108	5274	168	85	228	8,5	27	23	47	21	70	224	453	10,3	19
Болотный	150	7947	236	170	124	10,9	33	27	57	20	64	298	401	5,9	40
Верхнесытыканский	156	2400	72	53	160	6,8	26	18	114	11	162	134	730	25,2	5
Кыллах Западный	135	7483	121	78	113	7,5	25	22	43	19	45	302	235	7,0	6
Каменный	144	2720	71	98	278	18,0	56	16	138	17	204	95	584	19,6	5
Тегерюкский	150	2675	74	68	168	19,0	46	24	76	21	135	80	435	21,5	4
Глубокий	217	2378	74	96	254	23,0	54	23	62	17	110	109	315	16,3	4
Верхнеалакитский	109	5030	162	116	290	18,2	55	37	119	21	68	254	578	17,1	42
Южный	100	5225	168	99	371	16,4	57	38	96	20	60	225	385	22,3	16

Таблица 29

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе верхнеайхальской подсыты, г/т

Участок	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Конек Западный	79	7155	172	102	214	8,6	31	29	38	19	76	241	588	6,6	20
Центральный	94	5556	194	90	191	7,2	32	27	54	18	111	269	567	8,6	25
Болотный	118	7770	191	103	168	6,8	24	22	44	17	76	305	672	6,4	84
Верхнемархинский	29	941	73	38	335	6,0	38	43	118	9	110	120	792	33,7	6
Верхнесытыканский	23	1250	66	26	230	7,8	30	20	125	11	119	147	1012	24,0	4
Кыллах Западный	98	8243	157	101	146	10,5	23	22	55	20	60	316	544	7,1	7
Каменный	102	1814	101	80	360	23,4	65	23	87	13	346	107	543	20,1	7
Тегерюкский	124	2238	143	110	469	29,7	72	33	88	20	296	100	1500	19,1	8
Глубокий	100	1880	101	84	784	26,4	64	25	71	15	126	90	491	16,6	15
Верхнеалакитский	58	3901	130	77	290	20,0	70	24	88	27	96	212	483	14,6	30
Южный	93	5643	159	90	242	14,8	39	36	84	18	86	213	570	23,8	16

Таблица 30

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе ахтарандинской свиты, г/т

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Каменный	38	820	29	21	402	11,4	22	9	49	9	164	87	448	17,0	5
Глубокий	32	1170	52	33	189	25,8	57	16	134	13	249	93	365	20,8	10
Центральный	76	4940	174	85	394	11,4	41	63	70	18	90	259	715	14,9	10
Верхнеалакит-ский	19	3086	71	47	116	12,0	18	33	43	19	107	164	399	15,6	7
Южный	17	3800	121	49	440	16,6	39	15	84	20	193	284	100	18,0	4

Таблица 31

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе боруллойской свиты, г/т

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Конек Западный	80	10114	149	98	131	11,9	32	26	47	17	54	314	630	7,4	7
Центральный	90	4142	109	48	169	10,2	26	32	72	18	85	275	770	8,9	19
Болотный	100	6953	169	69	127	6,0	20	14	52	22	332	278	589	6,9	19
Верхнемархин-ский	15	1821	66	38	89	1,9	29	27	71	17	166	157	1264	22,4	7
Верхнесытыкан-ский	42	1450	47	29	351	8,0	26	23	92	10	109	134	994	27,2	9
Кыллах Западный	129	10833	144	93	126	13,5	32	18	71	23	41	333	303	6,0	3

Таблица 32

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе каменноугольных и пермских отложений Мало-Ботубинского района, г/т

Свита	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Боруллойская	55	3506	97	54	167	9,8	28	20	67	16	96	167	446	13,5	126
Ботубинская	99	4958	124	99	252	10,1	38	30	73	18	112	215	644	9,8	90
Лапчанская	91	4030	132	87	109	7,7	31	22	40	17	85	142	665	10,5	39

ской до боруллойской наблюдается понижение содержания бора, титана, ванадия, хрома, галлия и бария, повышение – свинца (табл. 32). В ботуобинской свите повышается содержание марганца, никеля, меди, цинка и стронция, а в средней ее части – бора. В лапчанской свите на участке Оценочный в разрезах, детально изученных в горных выработках, отмечается высокое содержание бора, титана, ванадия, марганца, кобальта, никеля, меди, цинка и свинца.

Анализ средних содержаний стандартных отклонений малых элементов в глинистом веществе показывает, что по концентрации малых элементов наиболее близкими между собой являются отложения лапчанской и ботуобинской свит. Ботуобинская и боруллойская свиты близки между собой по содержанию кобальта, никеля, цинка, галлия и свинца /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

При изучении распределения малых элементов по вертикальному разрезу выявлено, что в северо-западной части Лапчанской площади в лапчанской свите имеется уровень повышенной концентрации малых элементов, смещающийся для разных элементов от низов разреза к середине. Так, содержание стронция, свинца, меди и титана повышено в низах разреза, кобальта, хрома, марганца, бора и цинка – в середине. В разрезах, расположенных на северо-востоке района, выделяются два уровня повышенной концентрации малых элементов; нижний выражен более отчетливо, верхний обозначается только по некоторым элементам из-за неполного опробования разреза.

Ботуобинская свита на северо-западе Лапчанской площади имеет два уровня повышения концентрации малых элементов: на рубежах с лапчанской и боруллойской свитами. Нижний уровень четко проявляется по содержанию циркония, титана, бария, кобальта и хрома, верхний – по содержанию галлия, стронция, бора, циркония, бария, титана, кобальта, хрома и ванадия. В ботуобинской свите на северо-востоке района прослеживаются два уровня повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе, расположенные в низах и верхах разреза. Верхний уровень по содержанию некоторых элементов приурочен к рубежу с боруллойской свитой. В некоторых разрезах ботуобинской свиты выявлен только один уровень повышения концентрации. Возможно, он соответствует определенной части уровня, занимающего пограничные слои ботуобинской и боруллойской свит. В восточной части Лапчанского участка в разрезе ботуобинской свиты имеются два уровня относительного повышения концентрации малых элементов, приуроченные к его средней и верхней частям. В некоторых разрезах верхний уровень занимает верхи свиты и пограничные слои с боруллойской свитой.

В боруллойской свите северо-западной части Лапчанской площади выделяются три уровня, из которых нижний расположен на рубеже с ботуобинской свитой, средний приурочен к середине, верхний – к верхам разреза. В пределах боруллойской свиты имеются три уровня повышения концентрации малых элементов: нижний – общий с ботуобинской свитой, средний и верхний, проявляющиеся в разрезах северо-западной части Лапчанской площади и в разрезах западной и центральной ее частей. В разрезах восточной части площади прослеживается только два уровня, иногда еще и нижние горизонты третьего уровня.

В Мало-Ботуобинском районе в глинистом веществе лапчанской свиты содержание бора, ванадия, хрома, цинка и бария заметно меняется по площади. Наиболее высокое содержание бора отмечено в центральной и юго-восточной частях Лапчанской площади и на Озерной. Содержание ванадия повышено на северо- и юго-западе Лапчанской площади, хрома – на участке Верхнеиреляхский и в центре Лапчанской площади, свинца – в центре Лапчанской площади, бария и свинца – на участке Верхнеиреляхский (табл. 33).

Таблица 33

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе лапчанской свиты, г/т

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Верхнеиреляхский	110	5875	149	104	101	9,8	27	30	48	20	121	197	1804	21,1	8
Оценочный	58	2606	121	90	116	6,2	31	14	59	16	58	79	281	8,0	18
Лапчанский (северо-запад)	83	4816	159	155	115	5,3	23	15	38	14	55	151	534	7,6	4
Лапчанский (юго-запад)	81	5700	171	97	277	7,8	42	34	94	16	100	345	790	9,5	2
Лапчанский (центр)	135	5250	94	105	490	17,0	46	37	175	23	75	150	210	11,5	2
Лапчанский (юго-восток)	182	5775	141	91	232	9,5	31	42	67	22	100	215	680	8,2	4
Озерный	170	3250	70	55	70	7,0	33	21	42	21	180	170	625	13,5	2

Таблица 34

Среднее содержание малых элементов глинистого вещества ботубинской свиты, г/т

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Озерный	32	2510	80	63	228	10	43	24	56	24	149	199	914	21	11
Олгуйдахский	91	2656	98	67	166	13	68	20	64	15	186	140	1070	18	10
Лапчанский (северо-запад)	100	7047	154	137	163	8	26	29	62	18	80	218	512	7	36
Лапчанский (юго-запад)	142	5958	206	87	467	9	42	37	91	15	76	250	625	8	19
Лапчанский (центр)	40	4600	105	120	260	15	52	43	108	22	93	165	200	7	2
Лапчанский (юго-восток)	65	3928	73	52	190	8	18	25	52	15	118	229	473	7	18

Таблица 35

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе боруллойской свиты, г/т

Участок	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb	Число анализов
Озерный	47	1673	161	44	167	10	48	25	72	15	162	132	801	28	10
Олгуйдахский	36	2433	61	42	130	6	25	33	63	19	176	130	567	38	3
Лапчанский (северо-запад)	93	5714	169	65	140	9	24	19	54	17	64	212	508	10	35
Лапчанский (юго-запад)	56	4052	109	67	152	14	37	25	84	18	100	188	416	19	19
Лапчанский (центр)	45	2283	49	38	328	18	21	15	56	20	62	117	123	8	6
Лапчанский (юго-восток)	33	2143	52	42	140	7	28	16	65	14	102	119	295	12	40
Бахчанский	63	4869	115	60	170	11	28	23	68	18	99	270	658	10	13

В ботубинской свите наиболее высокое содержание бора на Олгуйдахской площади и в восточно-западной части Лапчанской. Содержание ванадия повышено на северо- и юго-западе Лапчанской площади, хрома - на северо-западе и в центре Лапчанской площади, цинка - на юго-западе и в центре Лапчанской площади, бария и свинца - на Озерной и Олгуйдахской площадях (табл. 34).

В боруллойской свите максимальное содержание бора отмечено на Баханской площади и северо-западе Лапчанской. Наиболее высокое содержание ванадия имеется на Озерной площади и северо-западе Лапчанской, свинца - на Озерной и Олгуйдахской площадях (табл. 35).

## ГЛАВА IV

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

## ЭПОХА ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Изучение палеогеологической обстановки проявления кимберлитового магматизма и определение масштабов денудации кимберлитовых тел в пределах Алакит-Мархинского и смежного с ним Далдынского полей проводились в основном сотрудником лаборатории геологии кимберлитов ИГ ЯФ СО АН СССР Ф.Ф. Брахофогелем. Поэтому данный раздел представляет собой обобщение результатов его исследований с дополнениями Е.Н. Белова и Г.Х. Файнштейна.

Вмещающими кимберлиты породами являются отложения лландоверийского яруса нижнего силура (меикская свита), которыми сложены участки Болотный, Центральный и Конекский на правобережье р. Сохсолох и значительная часть левобережья. В пределах последнего под захороняющими толщами вскрыты, кроме того, маломощные осадки среднего (криволуцкий ярус) и верхнего (мангазейский ярус) ордовика, выделенные Л.В. Огиенко (устное сообщение) в кыллахскую свиту. Судя по разрезу, вскрытому в карьере трубки Айхал, здесь существует полный разрез, подстилаемый сохсолохской свитой нижнего ордовика и перекрытый меикской свитой.

Как уже упоминалось (см. гл. II), кимберлиты и вмещающие их породы перекрыты отложениями конекской свиты и нижеайхальской подсвиты среднего карбона. Следовательно, в настоящее время на территории исследованного района отсутствуют отложения большей части силура, всего девона, раннего карбона и низов среднего карбона (каезовский горизонт). Возникают естественные вопросы: отложения какого возраста, состава и генезиса участвовали в геологическом строении района в момент внедрения кимберлитов, каков возраст последних и какова величина денудационного среза кимберлитовых тел в доконекскую эпоху?

Согласно общепринятым палеогеографическим представлениям, отраженным в "Атласе литолого-палеогеографических карт СССР" /Т. I, 1968; т. II, 1969/, береговые линии силурийского моря (лландоверийский, венлокский и лудловский века) располагались далеко к востоку и северо-востоку от рассматриваемого района. И только в тиверский век берег находился в пределах его западной части. Границы девонского бассейна, по этим представлениям, располагались также за пределами района, а береговые линии раннекарбонных морей (турнейский, визейский и намюрский века) проходили много восточнее и юго-восточнее. Таким образом, получается, что кимберлитовые



тела Алакит-Мархинского поля могли внедриться лишь в толщу нижнего силура и, возможно, в тиверские отложения верхнего силура, поскольку отложения девона и раннего карбона на данной территории в это время отсутствовали.

Собранный и изученный нами новый фактический материал (ксенолиты карбонатных пород из различных трубок Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей с разнообразными органическими остатками) однозначно свидетельствует о том, что изложенные взгляды нуждаются в существенных коррективах.

Первые находки фаунистически охарактеризованных обломков осадочных пород сделаны Л.А. Попугаевой в трубке Зарница (1954 г.) и Б.С. Наем в трубке Айхал (1966 г.). Дальнейшие поиски проводились Ф.Ф. Брахфогелем, Г.А. Капитоновым и И.В. Лашкевичем. Ввиду того, что полный перечень обнаруженных остатков брахиопод, кораллов, остракод и других организмов уже опубликован в монографии Ф.Ф. Брахфогеля /1984/, здесь указывается лишь их стратиграфическая принадлежность (рис. 6).

Помимо фаунистических находок, в ксенолитах и гибридных кимберлитовых породах трубки 3 (Алакит-Мархинское поле) обнаружены и микрофлористические остатки.

В одной группе образцов присутствуют обильные акритархи, оболочки зеленых водорослей *Tasmanites Newton* и весьма разнообразные споры и пыльца. По мнению В.А. Липатовой (ВСЕГЕИ), этот комплекс микрофоссилий имеет ранне-среднедевонский (зиген-эйфельский) возраст. Присутствие среди них акритарх и указанных водорослей, являющихся морскими планктонными организмами /Дюпина, 1970; Чибрикова, 1976; и др./, показывает, что содержавшие их осадочные породы - морские или лагунно-морские отложения. Споры и пыльца надежными экологическими индикаторами не являются, так как в силу своих высоких миграционных возможностей они помимо континентальных могут накапливаться и в отложениях морских фаций.

В другой группе образцов Е.К. Петровой (ИГ ЯФ СО АН СССР) обнаружены споры и пыльца, ассоциирующие также с акритархами (табл. 36). Малочисленность находок не позволяет выделить доминантные формы и уверенно оценить возраст этих комплексов. Перекрытие данной трубки отложениями конекской свиты среднего карбона и наличие достаточно длительного предсреднекарбонного перерыва противоречат представлению о верхнепалеозойском возрасте этого комплекса. Противоречие подчеркивается еще и тем, что порода с данным комплексом обнаружена на глубине 239 м, и поэтому она не может рассматриваться как элювиально-делювиальное образование предсреднекарбонного возраста на поверхности трубки. В такой ситуации наименее противоречиво отнесение всех трех комплексов к верхнему девону, что подтверждается присутствием в изученных образцах форм *Leiotriletes nigratus* Naum., *L. microrugosus* Naum., *Stenozonotriletes aff. definitus* Naum., которые являются типичными представителями или доминантами спорово-пыльцевых спектров франских отложений Русской платформы, Урала, Тимана и, в частности, стратотипа нижнефранской доманиковой свиты. Первые две формы, а также другие споры подгрупп *Leiotriletes*, *Trachytriletes*, *Retusotriletes* присутствуют и в верхнедевонских отложениях Кемпендэйской впадины /Фрадкин, 1967/. Следует также отметить, что на досреднекарбонное существование верхнедевонских отложений в Далдыно-Алакитском районе и на прилегающих территориях указывают, независимо от обсуждаемого палинологического материала, находки живет-франских и франских рогов и брахиопод в других трубках района. В связи с изложенным, верхнедевонский и, в частности, франский возраст палинологических остатков из

Рис. 6. Стратиграфическое положение датированных ксенолитов (составлено Ф.Ф. Брахфогелем).

1 - ксенолиты с фауной ярусной принадлежности и их порядковые номера, 2 - ксенолиты с проходящей фауной и их порядковые номера, 3 - сохранившиеся отложения палеозоя.

гибридных пород, выявленных Е.К. Петровой, представляется наиболее вероятным. Присутствие в их составе акритаров свидетельствует также о морском генезисе исходных осадочных пород.

Заканчивая обзор ксеногенных органических остатков, необходимо упомянуть весьма примечательные находки фауны в современном аллювии истоков р. Моркоки (примерно в 110 км к северо-западу от Далдыно-Алакитского района). Здесь в трех разобренных точках найдены слабо окатанные обломки колониальных кораллов. Э.З. Бульванкер, изучавшая их,

заклЮчила, что в двух обломках представлены ругозы *Megaphyllum* sp., известные в живетском и франском ярусах девона Русской платформы, Урала, Тимана и т.д., а в третьем - ругозы *Tabellaephyllum* sp., близкие *Tabellaephyllum rosiformis* Soschk., характерному для франского яруса Урала (материалы А.Л. Гроздилова и Т.Н. Гроздиловой). В.Н. Дубатов и Н.Я. Спасский /1964/, обобщившие данные по коралловой фауне девона СССР, подчеркивают, что мегафиллумы распространены в живетских и раннефранских отложениях, а табеллаефиллумы - в позднефранских и фаменских, причем указанный вид характерен для верхней половины франского яруса.

В районе этих находок (водоразделы рек Моркока, Могды и Ниж. Томба) сохранились останцы девонских отложений до живетского яруса включительно, с размытом перекрытые бургу克林ской свитой нижней перми. В такой обстановке коралловые обломки с признаками ближнего переноса могут свидетельствовать лишь о том, что в пределах данной территории в предпермское время существовали морские карбонатные отложения верхнего девона, по крайней мере, до позднефранских включительно.

Приведенные материалы достаточно наглядно показывают, что во время формирования кимберлитовых тел Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей на территории бассейна верхнего течения р. Марха существовали морские отложения силура и девона, денудированные в предсреднекарбонное время. Однако прежде, чем предпринять попытку реконструкции уничтоженной толщи, следует оценить стратиграфическую значимость ксенолитов с органическими остатками.

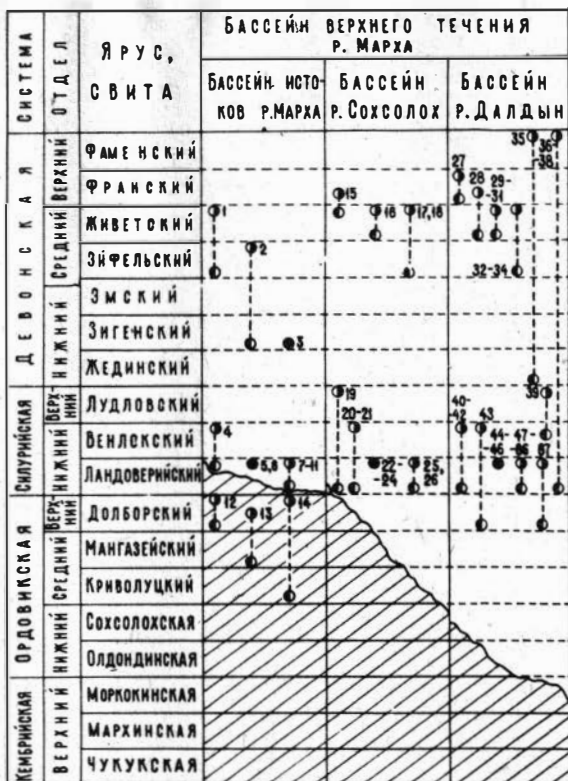


Таблица 36

Миоспоры из трубки 3 Алакит-Мархинского поля

Споры и пыльца	Кол-во зерен	Распространение
Образец 1 (гибридная порода, гл. 239 м)		
<i>Leiotriletes nigratus</i> Naum.	1	D - P
<i>Leiotriletes</i> sp. (типа <i>Dictyophyllidites</i> )	1	C - T
<i>Trachytriletes</i> sp.	1	D - MZ
Спора типа <i>Cibotium</i>	1	C - MZ
<i>Retusotriletes</i> sp.	1	D - T
<i>Acanthotriletes</i> sp. (тонкошиповатая)	1	D - MZ
<i>Turrisporites trifidus</i> (Andr.) Siv.	1	C <sub>1</sub> - MZ
<i>Dictyotriletes</i> sp.	1	D - MZ
<i>Lophotriletes</i> sp. (мелкобугорчатая)	1	D - MZ
<i>Lophotriletes trichacantus</i> (Lub.) Lub.	1	C - P
<i>Circelliella marginata</i> K.-M.	2	P - T
<i>Pollenites</i> sp. <sub>1</sub>	1	
<i>Pollenites</i> sp. <sub>2</sub>	1	
Обрывок пыльцевого зерна древнего хвойного	1	C - P
Образец 2 (ксенолит, гл. 91 м)		
<i>Stenozonotriletes</i> aff. <i>formosus</i> Naum.	1	D?
<i>Leiotriletes microrugosus</i> (Ibr.) Naum.	2	PZ - MZ
Образец 3 (ксенолит, гл. 103 м)		
<i>Stenozonotriletes</i> aff. <i>definitus</i> Naum.	1	D?
<i>Calamospora microrugosa</i> (Ibr.) Naum.	1	PZ - MZ
<i>Leiotriletes</i> sp.	2	PZ - MZ

Такие ксенолиты по возрастам распределены неравномерно (см. рис. 6), что свидетельствует, на первый взгляд, о стратиграфической неполноте среднепалеозойских отложений, прорванных кимберлитовыми трубками. Истинные же причины подобной фрагментарности видятся в другом.

На сопредельной с запада территории (бассейны рек Алакит, Моркока, Ниж. Томба, Яральин, Могды и Ниж. Вилюйкан) различные части существующего разреза среднего палеозоя фаунистическими остатками насыщены весьма неравномерно (материалы А.Л. Гроздилова, Т.Н. Гроздиловой, Г.П. Алексеевой, Ю.И. Тесакова, Б.Р. Шлунта и др.). Обильны они лишь в лландоверийском и живетском ярусах. В венлокском ярусе фауна весьма малочисленна; лудловский ярус и нижний девон - эйфель практически "немые". Р.Г. Матухин и В. Вл. Меннер /1974/ также подчеркивают, что на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, к которому примыкает Далдыно-Алакитский район, фауна обильна в живетских и позднефранских - раннефранских отложениях, многочисленна в зигенских, редка в эмских и практически отсутствует

в жединских, эйфельских и раннефранских. Подобная неравномерность распределения фаунистических остатков, очевидно, была свойственна и денудированной среднепалеозойской толще Далдыно-Алакитского района.

Теснейшую зависимость количества ксенолитов с фауной в трубках от насыщенности ею прорванных толщ наглядно демонстрируют кимберлитовые тела Далдынского поля. Здесь трубки прорывают отложения верхнего кембрия – нижнего ордовика, а обломки этих пород составляют основную массу ксеногенного материала. Датированные же фауной ксенолиты соответствующих возрастов в трубках единичны. По данным различных работ, верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения этой и смежных территорий характеризуются в целом чрезвычайной бедностью, а то и полным отсутствием фаунистических остатков.

Таким образом, основной причиной неполноты стратиграфического спектра датированных ксенолитов следует считать неравномерность распределения фауны по разрезу денудированной толщи среднего палеозоя. Другая причина – вертикальное рассеяние обломков пород при погружении их в каналы формирующихся трубок. В наиболее неблагоприятных с этой точки зрения условиях во время становления Алакит-Мархинского и Далдынского полей находился франский ярус.

Основную массу обломков осадочных пород в кимберлитовых трубках составляют ксенолиты без определенных органических остатков. Среди них, несомненно, присутствуют обломки упомянутых "немых" пород силура и девона, но надежно выделить их из общей массы практически невозможно. Это обусловлено тем, что характерные разновидности таких пород (доломиты, красные цветы, гипсы и т.п.) присутствуют и в современном ордовикском субстрате кимберлитовых тел. Однако два "немых" ксенолита обращают на себя внимание. Это обломок крупного (4 x 4 x 6 см) водяно-прозрачного монокристалла гипса и обломок мергеля с обильными кубическими глиптоморфозами (до 4 см по ребру) и кубическими кристалликами пирита (образец В.В. Готовцева). Минеральный состав данных ксенолитов показывает, что они являются обломками пород, сформировавшихся, по-видимому, в лагунных условиях.

Подобные образования, судя по данным геолого-стеочных и буровых работ, в разрезе кембрия, ордовика и нижнего силура района отсутствуют. Известные здесь иногда обильные гипсопроявления представлены прожилками и пропластками волокнистого или мелкокристаллического различно окрашенного гипса, а также мелкими гнездами с лишь изредка бесцветными монокристаллами не более 2 см по длинной оси. Скопления глиптоморфоз редки, а размеры отдельных индивидов не превышают 2,0 см по ребру. Изложенное позволяет с определенной долей условности отнести упомянутые "немые" ксенолиты к обломкам среднепалеозойских пород, вероятнее всего, лудловских или жединских. В пользу этого косвенно свидетельствует весьма широкое распространение различных хемогенных образований именно в этих отложениях северной части Сибирской платформы /Матухин, Меннер, 1974; Мягкова и др., 1977/.

Резюмируя изложенное и основываясь на стратиграфической принадлежности ксенолитов с остатками различных морских организмов, наличии в гибридных кимберлитовых породах трубки 3 микрофлористических остатков ранне-, средне-, позднедевонского возраста, на присутствии на смежной с запада территории практически непрерывных разрезов силура и девона (до живета включительно) и аллювиальных обломков фран-фаменских ругоз и допущении наличия в трубках обломков "немых" пород силура и девона, можно заключить, что во время формирования кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района в его пределах и на смежных территориях существовала достаточно пол-

ная толща разнофациальных отложений среднего палеозоя. В пользу этого свидетельствуют также результаты изучения глин из отложений среднего карбона, проведенного Е.П. Акульшиной, и сходство типоморфных особенностей некоторых минералов из отложений среднего карбона с таковыми из девонских толщ смежных районов (см. гл. III).

Для выяснения стратиграфического объема толщи, ее мощности и генерализованных условий осадконакопления, помимо данных по ксенолитам, были использованы характеристики силурийских и девонских отложений, ныне существующих в обрамлении Анабарской антеклизы. Результаты их анализа, выполненного на основе литературных материалов, приведены в работе Ф.Ф. Брахфогеля /1984/. Здесь излагаются лишь основные палеогеологические выводы.

Совокупность ксеногенных и региональных стратиграфических данных позволяет предположить, что в пределах Далдыно-Алаakitского района разрез среднего палеозоя во время формирования кимберлитовых полей имел примерно следующий вид.

1. Силур: лландоверийский ярус в объеме среднего и верхнего подъярусов ~ 190 м, венлокский ярус ~ 80 м, лудловский ярус ~ 70 м (всего около 340 м).

2. Девон: жединский ярус (верхняя часть кольдинской свиты) ~ 60 м, зигенский ярус (курейская свита) ~ 20 м, эйфельский ярус (сидинская свита) ~ 40 м, живетский ярус (юктинская свита) ~ 60 м, нижнефранский подъярус (накохозская свита) ~ 20 м, верхнефранский и нижнефранский подъярусы (каларгонская свита) ~ 50 м (всего около 250 м).

Общая мощность реконструированной среднепалеозойской толщи определяется, таким образом, примерно в 600 м. Характер изменчивости мощности силурийских и девонских отложений вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы на расстоянии около 600 км (бассейны рек Чангада, Котуй, Мойеро и Моркока) позволяет полагать, что погрешность полученных цифр вряд ли превышает  $\pm 10\%$ .

На основе указанных оценок и современного стратиграфического положения кимберлитовых трубок поля определены вероятные величины их денудационных срезов. Для трубок, перекрытых в настоящее время среднекарбонowymi - нижнетриасовыми отложениями, срезы являются позднедевонскими - раннекарбонowymi и колеблются в пределах 480-570 м (Мархинская ~ 480 м, Восток ~ 500, трубка 3 ~ 530, Лира ~ 550, Молодость ~ 570 м). Для трубок, выведенных на современную поверхность и локализованных в ордовикских отложениях, срезы двухэтапны (предсреднекарбонowymi и неоген-четвертичные) и лежат в пределах 580-850 м (Айхал ~ 580 м, Магистральная ~ 600, Октябрьская ~ 650, Нева ~ 690, Веселая ~ 750, Коллективная ~ 770, НИИГА ~ 830, Талисман ~ 850 м).

Усредненный срез для Алаakit-Мархинского поля в целом, по нашим данным, составляет 650±50 м. Аналогичные оценки, полученные другими исследователями, выглядят следующим образом: до сотни метров /Алмазные месторождения..., 1959/, 200 м /Рожков, 1964/, 300 м /Милашев, 1965/, 270-310 м (данные Н.И. Отнюкова), 400 м (данные М.А. Михайлова и Л.С. Харьюзова). Основная причина иногда значительных расхождений видится в отсутствии у названных исследователей достаточных сведений о датированных ксенолитах в трубках этого поля.

Выполненные стратиграфические реконструкции позволяют определить и время формирования Алаakit-Мархинского поля. Общепринято, что кимберлитовый магматизм проявлялся на платформах лишь на участках, испытывавших сравнительно крупные воздымания. Между выходом таких участков из-под

уровня моря и образованием на них магмовыводящих разломных систем, очевидно, шло более или менее интенсивное уничтожение наиболее молодых осадков. В этой связи присутствие в трубках Далдыно-Алакитского района обломков верхнефранских пород можно рассматривать как прямое указание на продолжение осадконакопления и в начале фаменского века в рамках региональной каларгонской трансгрессии. Поэтому наиболее вероятным временем начала кимберлитовой активности в данном районе можно считать середину фаменского века позднего девона (примерный рубеж 348 млн. лет).

Первые признаки размыва кимберлитовых тел зафиксированы промежуточным коллектором минералов-спутников в конекской свите, что отвечает, видимо, середине башкирского века среднего карбона (примерный рубеж 315 млн. лет). К этому времени ныне погребенные трубки были уже срезаны на 480-570 м. Уверенно определить потребовавшийся для этого отрезок времени не представляется возможным. Однако, допуская переход района после формирования трубок в режим постепенного погружения, как неизменную предпосылку среднекарбового осадконакопления, и замедления скорости денудации, можно предположить, что кимберлитовая активность завершилась здесь, вероятно, в середине турнейского века раннего карбона (примерный рубеж 340 млн. лет).

Известные определения радиологического возраста кимберлитовых пород и минералов из некоторых трубок Алакит-Мархинского поля приведены в табл. 37.

Таблица 37

Радиологические даты кимберлитовых пород и минералов Алакит-Мархинского поля, млн. лет

Трубка	Метод			
	K-Ar	Rb-Sr	U-Pb	Треки U
Трубка 3	-	350±13(4)	358,1(3)	
Сытьканская	-	-	344,2(3)	384±14(2)
Светлая	-	-	-	372±9(2)
	-	-	-	441±17(2)
Коллективная	-	-	347,2(3)	385±6(2)
	-	-	-	461±24(2)
Искорка	-	-	-	363±8(2)
Москвичка	350±15(1)	-	-	-
	345±15(1)	-	-	-

Примечание. В скобках указаны литературные источники: 1 - Сарсадских и др., 1966; 2 - Комаров, Илупин, 1978; 3 - Девис и др., 1980; 4 - материалы А.И. Зайцева и Ф.Ф. Брахфогеля (Институт геологии ЯФ СО АН СССР).

## ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ И ЗАХОРОНЯЮЩИХ ТОЛЩ

В раннем карбоне, а возможно еще в конце позднего девона, в момент и после внедрения кимберлитов на Сибирской платформе началась трансгрессия моря, которое вторгалось с двух сторон: с северо-востока — из Приверхожанской и с северо-запада — из Таймырской геосинклиналей.

Северо-восточный борт синеклизы, видимо, не покрывался морем, но, судя по Палеогеографическому атласу СССР, его береговые зоны проходили в непосредственной близости от границ Айхальского района, если не в его пределах. Что же касается Мало-Ботубинского района, то в период максимальной раннекарбоневой трансгрессии море вторгалось в его пределы, заливая не только восточный борт Тунгусской, но и юго-западный борт Вилюйской синеклизы, а в периоды минимальной трансгрессии береговые зоны располагались в непосредственной близости от границ района. Основанием для этих выводов служат следующие факты.

В подошвенных и приподошвенных отложениях конекской ( $C_2^2 kn$ ) и лапчанской ( $C_2^2 lp$ ) свит встречены многочисленные гальки и валуны кварцитов. Низкая гидродинамическая энергия водотоков конекского и лапчанского времени не позволяет предполагать их привнос издалека, непосредственно из районов Анабарской антеклизы и Байкало-Патомского нагорья. Источником питания являлись конгломераты и гравелиты береговых линий эмяксинского ( $C_1^1$ ) (турнейского) бассейна.

Высокая зрелость осадков эмяксинской ( $C_1^1$ ) свиты, а также более поздних отложений раннего карбона свидетельствует о наличии эпохи интенсивного континентального химического выветривания на рубеже поздний девон — ранний карбон и в раннем карбоне, в условиях теплового влажного климата и медленного воздымания исследуемой территории. Одновременно с выветриванием шел активный размыв продуктов выветривания кимберлитов и вмещающих пород и вынос их в Тунгусский раннекарбоневый бассейн. К началу среднекаменноугольной эпохи (конекского и лапчанского времени) сформировалась обширная слаборасчлененная эрозионно-денудационная равнина.

В Айхальском районе максимальная степень расчлененности к началу конекского времени достигала 90 м, а глубина среза варьировала от 350 до 500 м. Междуречья были повсеместно сложены карбонатными осадками силура, а в ряде участков — породами верхнего ордовика, сохранившимися от регионального размыва в раннем карбоне, а также реликтивными галечниками раннего карбона — источниками питания гальками и валунами грубообломочных отложений конекской свиты (рис. 7).

Преимущественно кварцевый состав обломочного материала, высокие коэффициенты мономинеральности и устойчивости, преимущественно каолинитовый состав глинистого компонента грубообломочных осадков подошвенного и приподошвенного "базального" горизонтов конекской свиты указывают на то, что эпоха выветривания, вероятно, продолжалась и в послераннекарбонное-досреднекарбонное (домазуровское) время.

Судя по разнице в высотах между дном депрессий и ложбин и плоскими междуречьями с пологими склонами на различных участках Айхальского района, отложения верхних двух третей разреза конекской свиты покрыли





Рис. 7. Литолого-палеогеографическая карта раннекенозского времени Айхальского района.

1 - русла постоянных водотоков: а - пристрежневая часть, конгломераты, гравелиты, песчаники разнозернистые, косослоистые, массивные, б - русловая отмель, протоки и притоки, песчаники средне-мелкозернистые, плохо отсортированные, косослоистые с мелкой галькой и гравием; прослой и линзы алевролитов и глин; 2 - поймы, отлогие склоны и плоские междуречья, периодически заливаемые; песчаники тонко-мелкозернистые, глинистые, волнисто- и косослоистые; алевролиты и аргиллиты, часто песчаные, углистые, горизонтально-волнисто-слоистые; 3 - озеро всдораздельное; алевролиты, аргиллиты, тонко-мелкозернистые песчаники, часто массивные, волнисто-слоистые; 4 - озеро (старица) на поймах и плоских междуречьях; переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников горизонтально-волнисто-слоистых, с прослоями углистых алевролитов и углей; 5 - озеро зарастающее; алевролиты и аргиллиты углистые с прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов, с многочисленными растительными остатками; 6 - болото торфяное; сланцы углисто-глинистые, аргиллиты углистые, тонкогоризонтально-слоистые, иногда комковатые, с прослоями углей; 7 - временный водоток ложкового типа, глинисто-алеврито-песчаные осадки с гравием, галькой, обломками карбонатных пород; 8 - водораздельные площади; 9 - направления: а - течений палеоводотоков в бассейне седиментации, б - сноса обломочного материала с эрозионно-денудационных поверхностей; 10 - границы ландшафтных элементов.

большую часть территории правобережья р. Сохсолох и значительную часть левобережья. На ряде участков кимберлитовые тела захоронялись под осадками нижней половины разреза и даже под "базальными" отложениями (1-2 м) конекской свиты.

В момент накопления "базального" горизонта конекской свиты основная масса обломочного материала приносилась водотоками по главным, магистральным направлениям с востока, северо-востока и севера, где еще сохранились выветрелые терригенно-карбонатные и терригенные осадки девона и карбона, о чем свидетельствуют песчаники, гравий, гальки и валуны "экзотических" пород, а также такие минералы, как ставролит, флоренсит, бурый циркон и другие, по своим типоморфным особенностям соответствующие таковым из эмяксинской свиты и из эффузивных траппов девонского возраста. Одновременно обломочный материал и продукты выветривания носились короткими водотоками с локальных междуречий и их склонов - в пределах Алакит-Мархинского поля; вместе с обломочным в осадки попадал и кимберлитовый материал.

Таким образом, конекская свита является первичным осадочным коллектором ближайшего переноса, и только в той нижней части разреза, в отложениях которой встречены минералы-спутники в высоких концентрациях и высокой степени сохранности (I - II классов).

В остальной части разреза и на остальных участках исследованного района отложения конекской свиты представляют собой вторичный осадочный коллектор ближайшего, ближнего и, быть может, даже дальнего переноса.

Если в начале конекского времени в районе господствовали ландшафты речных долин (русло, поймы, надпойменные и водораздельные озера и болота), то со второй трети и, особенно, к концу конекской эпохи осадконакопления исследованная территория представляла собой озерно-болотную аккумулятивную аллювиальную равнину, среди которой на правобережье местами на несколько метров (до 10) возвышались плосковерхие холмы с очень пологими склонами\*.

На левобережье к концу конекского времени сохранились более обширные междуречные плосковерхие и пологосклонные возвышенности - реликты досреднекарбоневой эрозионно-денудационной равнины. Судя по тому, что максимальная мощность осадков конекской свиты не более 50 м, глубина среза в эпоху ее накопления, вероятно, также не превышала 50 м.

Так как карбонатные и терригенно-карбонатные отложения силура и ордовика, слагавшие междуречные возвышенности в конекское время, содержат и содержали незначительное количество нерастворимого остатка и терригенного материала, правомерен вывод о том, что основная масса обломочных осадков приносилась в конекские водоемы извне и частично, быть может, с ближайших междуречий, покрытых останцами галечников из выветрелых эмяксинских и более молодых конгломератов и гравелитов.

Хотя айхальская свита ложится на конекскую со стратиграфическим несогласием, вряд ли в послеконекское - доайхальское время существовали длительный перерыв и глубокий размыв. Этому противоречат следующие факты. В грубообломочных породах нижеайхальской подсвиты обломки и окатыши глинистых и углисто-глинистых пород и алевролитов конекской свиты встречаются лишь в первых нижних метрах разреза, но не выше 10 м. Об отсут-

---

\* На основании фаунистических и геохимических данных, изложенных далее, О.А. Бетехтиной и Е.П. Акульшиной установлены прибрежно-морские и морские условия осадконакопления в начале конекского времени.

ствии длительного перерыва между конекской и айхальской свитами свидетельствует также полная преемственность флоры. Кстати, нигде на Сибирской платформе не отмечается перерыва внутри среднего карбона. Таким образом, глубина эрозионно-денудационного среза в послеконекское — доайхальское время не превышала первых метров.

В период формирования "базальных" горизонтов нижеайхальской подсвиты господствовали ландшафты широких неглубоких речных долин с отлогими бортами, преимущественно очень пологими тальвегами многорукавных русел, широкими поймами и террасами, намывными и отчлененными островами, косами и отмелями, озеровидными расширениями на плесах. Поверхность пойм и террас была покрыта озерами, старицами, часто зарастающими, торфяными болотами, периодически заливаемыми в многоводные паводки. На плоских и низких междуречьях, периодически затопляемых в паводок, были широко развиты озера, часто зарастающие, а также болота (рис. 8).

Как упоминалось выше, в исследованном районе все кимберлитовые тела и, за редкими исключениями, осадки конекской свиты погребены под подошвенными ("базальными") отложениями нижеайхальской подсвиты. Их питание обломочным материалом в основном происходило по магистральным направлениям сноса с востока, северо-востока и севера за счет размыва, перемыва и переотложения осадков конекской свиты и более древних пород.

Таким образом, нижеайхальская подсвита является вторичным осадочным коллектором ближнего и дальнего переноса. В пределах Алакит-Мархинского поля отложения этой подсвиты почти нигде не могут быть отнесены к первичным осадочным коллекторам ближайшего переноса. Не исключено, что на локальных участках в северной и южной частях поля, в зоне сочленения северо-восточного борта синеклизы со склоном антеклизы там, где исчезают отложения конекской свиты и грубообломочные осадки нижеайхальской подсвиты непосредственно налегают на породы нижнего палеозоя и несут в своем составе преимущественно неокатанные и слабоокатанные обломки местных пород или продукты их выветривания, а также большие концентрации минералов-спутников высоких классов сохранности, "базальные" ее горизонты могут быть отнесены к первичным осадочным коллекторам ближайшего переноса. Лишь в районе трубков 3 и Комсомольская отложения нижеайхальской подсвиты могут быть отнесены к вторичным коллекторам ближайшего переноса.

Нижняя подсвита айхальской свиты, начиная с середины разреза и до окончания среднекарбонного цикла осадконакопления, характеризуется ландшафтами низменной озерно-болотной и почти нерасчлененной аккумулятивной равнины, о чем свидетельствует литолого-фациальный состав осадков. Современными аналогами этих ландшафтов являются междуречные пространства Вилюя (в низовьях) и Лены на авиатрассе Вилюйск-Сангары или дальневосточные "мари". В направлении внутреннего поля Тунгусской синеклизы в составе нижеайхальской подсвиты все большую роль начинают играть бассейновые отложения, в конечном счете полностью замещающие осадки долинных речных и озерно-болотных систем.

С начала верхнеайхальского цикла осадконакопления усиливается погружение бортов Тунгусской синеклизы на фоне общего прогибания ее дна, на северо-западе наблюдается развитие бассейновых фаций. В верхнеайхальское время в пределах Айхальского района и соседних районов северо-восточного борта Тунгусской синеклизы господствуют ландшафты низменной нерасчлененной аккумулятивной прибрежно-бассейновой, аллювиальной равнины, периодически затопляемой паводковыми водами, о чем свидетельствуют ископаемые почвы и протлои углей, углистых алевролитов и песчаников в верхах разреза макроритмов. Время от времени в верхнеайхальскую эпоху

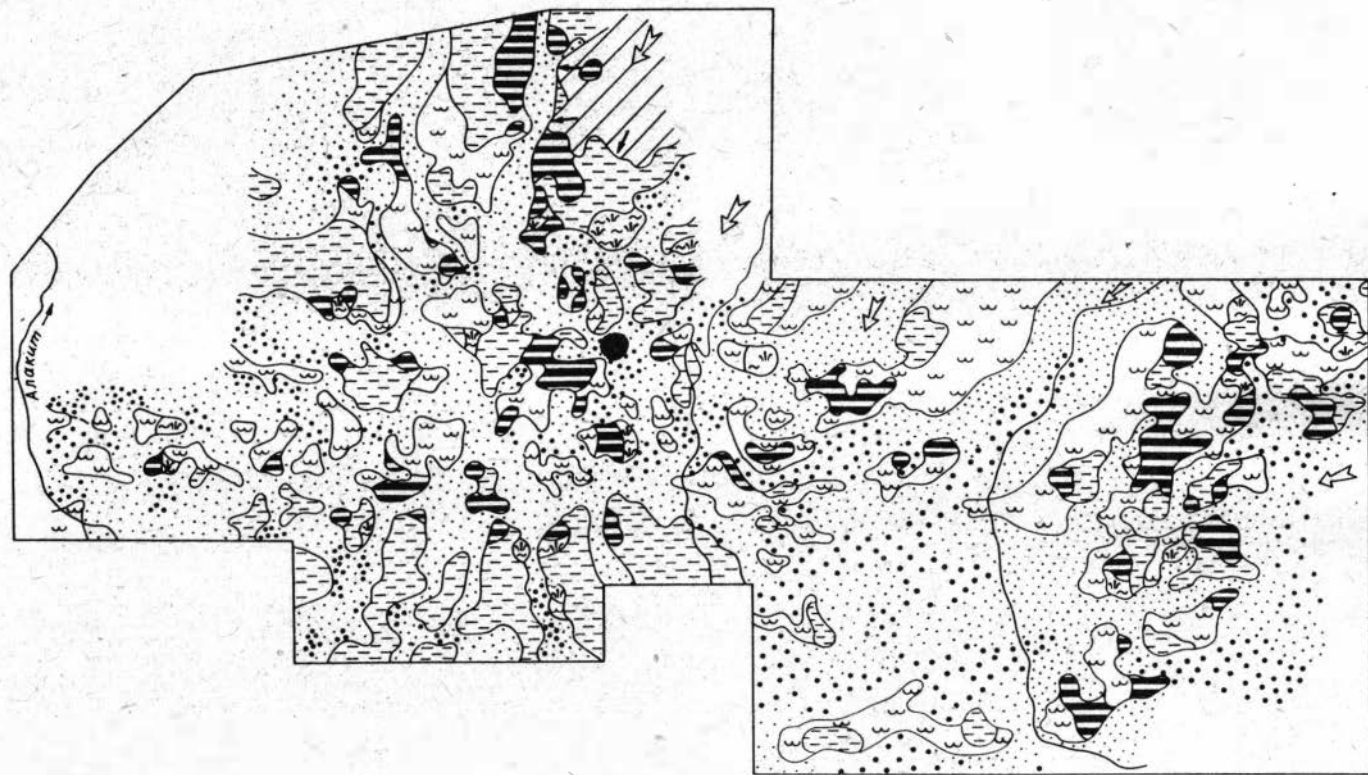


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая карта раннейхальского времени.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

происходила ингрессия моря, заходившая далеко на юго-запад, вплоть до Мор-коки и бассейна Ахтаранды на смежных с севера и северо-запада участках, примыкающих к Алаakit-Мархинскому рудному полю, появляются красноцветные породы лагунных фаций и фаций солоновато-водных бассейнов. О повышении солености вод водоемов свидетельствует появление на раковинах двустворок спириорбисов, остатков усоногих раков, а также брахиопод и морских двустворчатых моллюсков.

В бассейне р. Аламджи в осадках верхней части ботубобинской свиты (аналога верхнеайхальской подсвиты) найдена морская фауна.

По мере продвижения на север отложения айхальской свиты ложатся на различные горизонты конекской свиты, а затем и на породы нижнего палеозоя, образуя контакты примыкания с южным склоном Анабарской антеклизы. Но почти повсеместно айхальская свита является толщей, захороняющей, а не дренирующей кимберлитовые тела и осадочные коллекторы алмазов среднего карбона.

К началу ахтарандинского этапа седиментогенеза в исследованном регионе сформировалась слабобрасчлененная аллювиальная равнина, в пределах которой в раннеахтарандинское время местами происходила интенсивная вулканическая деятельность, особенно в районах Тунгусской синеклизы, прилегающих к исследованному региону с запада и северо-запада. Об этом свидетельствует наличие вулканогенно-осадочных пород в нижних частях разреза бургуллинской свиты - в бассейне Ниж. Тунгуски и ахтарандинской - в Алаakit-Мархинском кимберлитовом поле. Здесь в ранней перми после краткого перерыва началось новое погружение аккумулятивной равнины, которая расчленялась многоорукавными реками с широкими поймами, изобиловавшими озерами и мелкими пресноводными бассейнами с островами сохранившихся карбонатных осадков.

До начала накопления отложений боруллойской свиты в результате дифференцированных блоковых поднятий произошли расчленение и интенсивный размыв довершнепермской аккумулятивной равнины. Особенно большой эрозионно-денудационный срез наблюдается в восточной части Северо-Ботубобинского региона и на всей территории Южно-Ботубобинского, а также на отдельных участках западной части Северо-Ботубобинской площади, где боруллойская свита залегает на различных горизонтах нижнего палеозоя и карбона.

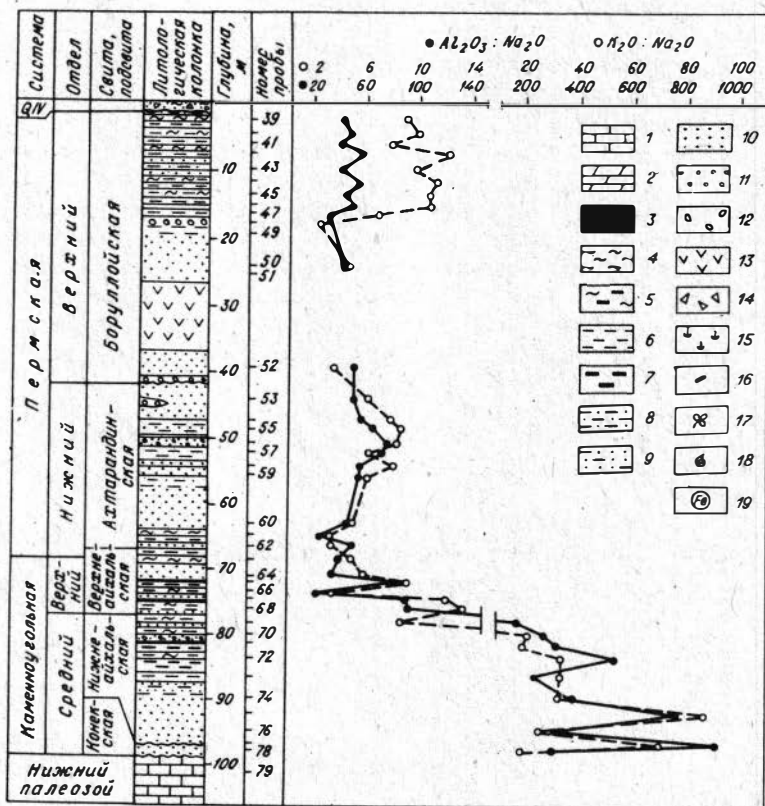
В боруллойское время начинается общее погружение всего исследованного региона и формирование верхнепермской аллювиально-аккумулятивной равнины, расчлененной долинами многоорукавных равнинных рек, многочисленных озер, сливавшихся в обширные мелкие пресные водоемы. В конце боруллойского времени на этой равнине создаются благоприятные условия для формирования озерно-болотных осадков вплоть до углей. Вся она была покрыта в это время кордаитовой тайгой, часто зарастающими озерами, речными долинами с широкими заболоченными поймами.

Таким образом, как ахтарандинская, так и боруллойская свиты были сложены толщей пород, захоронявших не только кимберлиты, но и все первичные и вторичные осадочные коллекторы алмазов и их минералов-спутников карбонового возраста на всей исследованной территории. В пермотриасе в ее пределах происходила мощная вулканическая деятельность, в результате чего сформировались вулканогенно-осадочные и пирокластические отложения алаakitской толщи.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Интенсивность химического выветривания на водосборной суше, поставившей тонкодисперсный материал (глинистое вещество) в Айхальский район седиментации, определена по геохимическим параметрам глинистого вещества, полученным для участков Южный, Верхнеалакитский, Кыллах Западный, Болотный, Центральный, Конек Западный, Верхнемархинский, Верхний Сытыкан, Каменный, Глубокий и Тегерюкский.

Конекская свита на участках Верхнеалакитский, Кыллах Южный и Западный имеет мощность от 5 до 36 м. Для отложений свиты характерна очень высокая зрелость глинистого вещества, которая меняется по разрезу. В наиболее полных разрезах максимальная зрелость глинистого вещества установлена в нижней и верхней частях ( $Al_2O_3 : Na_2O = 220-380$ ,  $K_2O : Na_2O = 10-18$ ), для средней части отмечается относительное ее понижение. На юге участка Болотный конекская свита имеет незначительную мощность (4 м) и очень высокую зрелость глинистого вещества. В разрезах скважин, расположенных западнее, мощность конекской свиты достигает 26 м. Зрелость глинистого вещества во всех разрезах очень высокая ( $Al_2O_3 : Na_2O = 110-400$ ,  $K_2O : Na_2O = 9-26$ ). Отмечаются колебания этих величин в пределах свиты (рис. 9). На участке Центральный в конекской свите (~ 20 м) наиболее высока зрелость в низах и верхах разреза, а в середине понижается. Конекская свита на участке Конек Западный (мощность 20-30 м) охарактеризована только в средней и верхней частях. Отмечается тенденция по-





нижения зрелости глинистого вещества в середине разреза относительно его верхней части. В целом по участкам Центральный и Конек Западный величины  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  имеют значения соответственно 150–90, 9–88 (рис. 10). На участке Кыллах Западный конекская свита представлена песчаниками небольшой мощности, глинистое вещество которых имеет очень высокую зрелость. На участке Верхнемархинский мощность конекской свиты около 10 м. В верхней части разреза зрелость глинистого вещества очень высокая, к середине разреза несколько понижается. На участках Тегерюкский, Каменный и Глубокий значения величин  $Al_2O_3:Na_2O$  и  $K_2O:Na_2O$  в разрезе конекской свиты колеблются соответственно от 53 до 205 и от 5 до 10. Самая высокая зрелость глинистого вещества установлена на участке Тегерюкский, высокая – на Каменном, средняя – на Глубоком. Во всех разрезах максимальная зрелость приходится на нижнюю часть. Таким образом, на всех участках Айхальского района глинистое вещество конекской свиты характеризуется большими значениями геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ , колебания которых находятся преимущественно в пределах 100–900, 9–88 соответственно. Во всей свите сохраняется высокая зрелость глинистого вещества, максимальные ее значения приурочены к низам и верхам, относительное понижение соответствует середине свиты. Колебания значений геохимических параметров по разрезу конекской свиты свидетельствуют об изменении интенсивности химического выветривания, имеющем характер цикла. Отсутствие некоторой части разреза во многих скважинах не позволяет наблюдать осадочный цикл в целом (рис. 11).

Нижнеайхальская подсвита на участках Верхнеалакитский, Южный и Кыллах Западный отмечается во всех изученных разрезах, мощность ее колеблется в пределах 18–74 м. В разрезах большей части скважин в пределах подсвиты наблюдаются изменения зрелости глинистого вещества циклического характера, которые дважды достигают максимальных значений и трижды

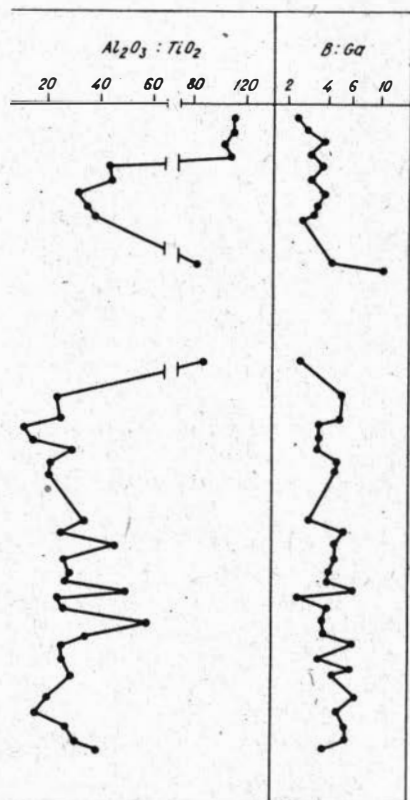


Рис. 9. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ ,  $Al_2O_3:TiO_2$ ,  $B:Ga$ ) в разрезе 431 участка Центральный.

1 – известняк, 2 – мергель, 3 – угли, 4 – аргиллит, 5 – аргиллит углистый, 6 – алевролит, 7 – алевролит углистый, 8 – алевролит песчанистый, 9 – песчаник алевролитистый, 10 – песчаник, 11 – гравелит, 12 – конгломерат, 13 – долериты, 14 – брекчии, 15 – обугленный растительный детрит, 16 – обугленная древесина, 17 – растительные остатки, 18 – известняки с фауной, 19 – ожелезнение.

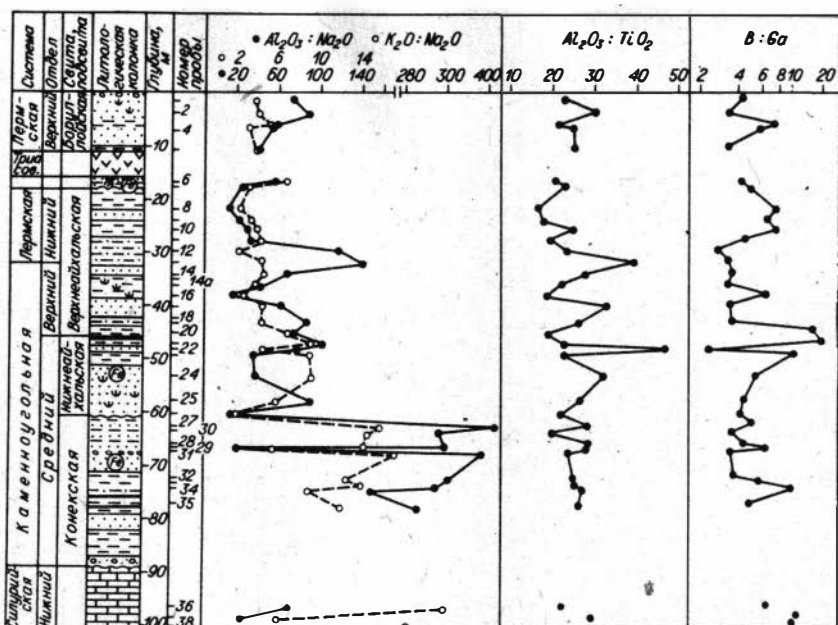


Рис. 10. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ ,  $Al_2O_3:TiO_2$ ,  $B:Ga$ ) в разрезе 1224 участка Конек Западный. Усл. обозн. см. на рис. 9.

понижаются. В других разрезах, в которых, вероятно, отложения подсвиты представлены не полно, имеется только один максимум зрелости глинистого вещества. На участке Болотный нижнеайхальская подсвита в некоторых разрезах в нижней части имеет очень высокую зрелость глинистого вещества, резко понижающуюся и достигающую минимума примерно в середине разреза. В пределах верхней половины разреза зрелость глинистого вещества возрастает и на рубеже нижне- и верхнеайхальской подсвит достигается ее относительный максимум. Такое изменение зрелости глинистого вещества отражает полный цикл развития процесса. Колебания значений геохимических параметров в других разрезах нижнеайхальской подсвиты показывают наличие двух циклов изменения зрелости глинистого вещества. Вероятно, нижний цикл в данном случае следует отнести к конекской свите. На участках Центральный и Конек Западный в разрезах, имеющих мощность нижнеайхальской подсвиты (от 10 до 25 м), колебания величины геохимических параметров показывают аналогичное вышеописанному изменению зрелости глинистого вещества. Следовательно, отложения нижнеайхальской подсвиты характеризуются высокой и средней зрелостью глинистого вещества. Величина геохимических параметров уменьшается от высокой и очень высокой в нижней части подсвиты до средней и ниже средней в середине, затем снова повышается в верхах подсвиты. Участок Верхнемархинский отличается незакономерностью цикла изменения зрелости глинистого вещества, вероятно, это является следствием выпадения верхней части разреза. На участках Каменный, Глубокий и Тегерюкский для нижнеайхальской подсвиты величины  $Al_2O_3:Na_2O$  и  $K_2O:Na_2O$  изменяются от 43 до 355 и от 2,6 до 20,2 соответственно, показывая



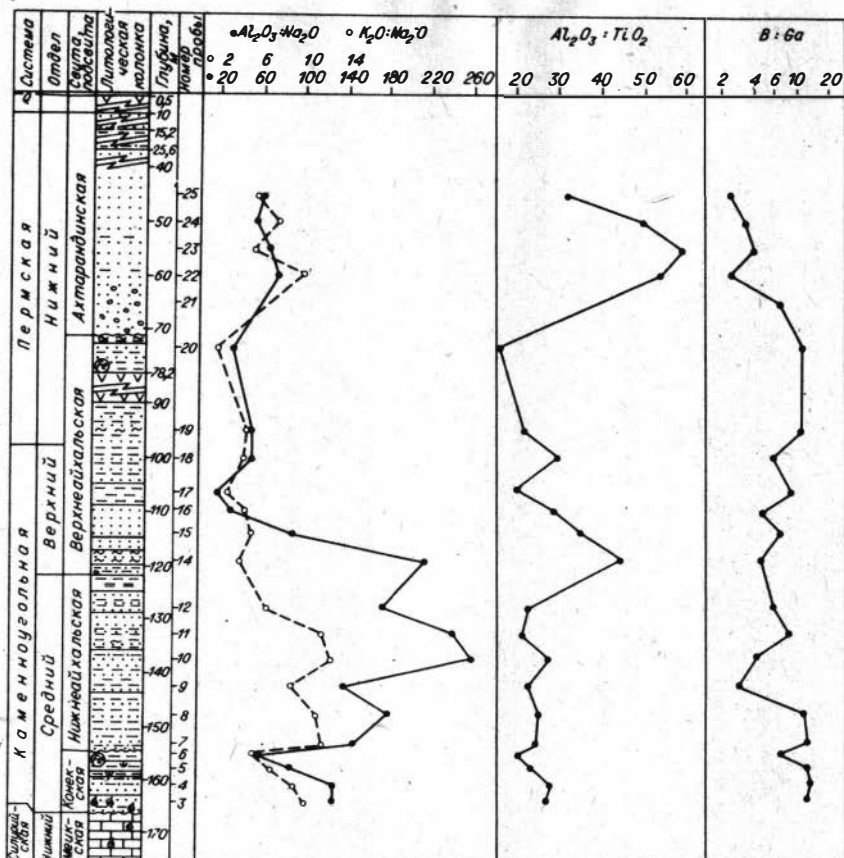


Рис. 11. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ ,  $Al_2O_3:TiO_2$ ,  $B:Ga$ ) в разрезе 0652 участка Каменный.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

изменения зрелости глинистого вещества от средней до высокой. В наиболее полных разрезах выделяются два уровня повышенной зрелости, которые располагаются в верхней и нижней частях (рис. 12).

Верхнеайхальская подсвита на участках Верхнеалакитский, Кыллах Западный имеет мощность от 10 до 42 м. По характеру изменения зрелости глинистого вещества выделяются несколько групп разрезов. В первой наиболее высокая зрелость отмечается в основании подсвиты, затем она понижается примерно до середины разреза, а в верхней части незначительно повышается. Во второй группе разрезов с меньшей мощностью отложений наблюдаются только средние значения зрелости глинистого вещества. На участке Болотный верхнеайхальская подсвита в некоторых разрезах характеризуется понижением зрелости глинистого вещества от ее основания (от максимума на рубеже нижне- и верхнеайхальской подсвит) к верхам. Большая часть разрезов этой группы имеет низкую и среднюю зрелость. Во второй группе разрезов изменения зрелости глинистого вещества в нижней половине подсвиты такие же, как и в предыдущей группе разрезов, а в верхней части разреза имеется еще один уровень повышения зрелости, что дает основание для выделения здесь

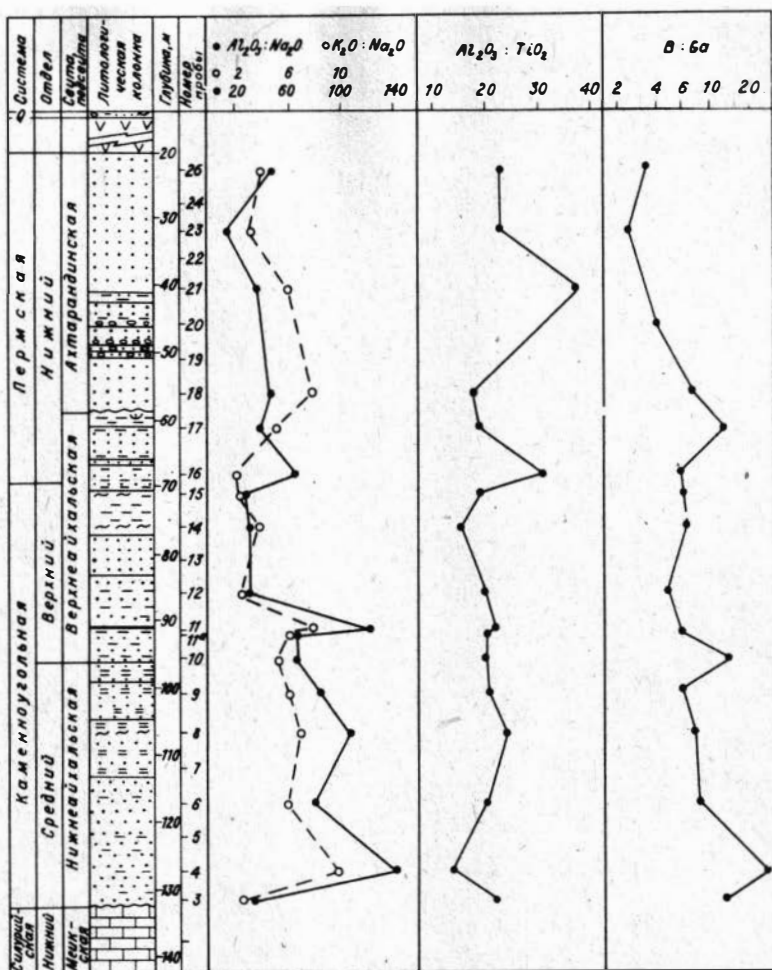


Рис. 12. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ , B : Ga) в разрезе 2858 участка Глубокий.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

полного цикла. В разрезах третьей группы в пределах верхнеайхальской подсвиты выделяются два цикла. На основании анализа геохимических параметров Е.П. Акулышина предполагает, что верхний цикл не относится к верхнеайхальской подсвите и здесь возможно выделение самостоятельной стратиграфической единицы. На участках Центральный и Верхнемархинский от основания верхнеайхальской подсвиты до ее середины зрелость глинистого вещества понижается; с середины, иногда и с более высоких горизонтов отмечается тенденция повышения его зрелости. Аналогичные изменения наблюдаются в разрезах участков Верхнеалакитский, Каменный, Глубокий и Тегерюкский. Здесь общим является повышение зрелости глинистого вещества в низах верхнеайхальской подсвиты. На участке Каменный прослеживается понижение зрелости в средней части разреза и повышение в верхней. На участках Глубокий и Тегерюкский разрезы завершаются осадками с низкой зрело-

стью, что, вероятно, обусловлено отсутствием верхних горизонтов свиты. В данной группе разрезов выделяется один цикл. Другая группа скважин на участках Центральный, Конек Западный и Кыллах Западный имеет более полные разрезы, в которых от основания и до середины разреза зрелость глинистого вещества понижается; достигнув минимума в нижней половине разреза, зрелость начинает повышаться до максимума в средней части, в верхней части разреза после некоторого спада она снова повышается. Таким образом, изменение зрелости глинистого вещества выявляет полный цикл и половину или начало другого. Верхнеайхальский цикл изменения зрелости глинистого вещества отличается от нижеайхальского меньшими значениями геохимических параметров, что свидетельствует о спаде интенсивности химического выветривания в течение ранне- и позднеайхальского времени.

Ахтарандинская свита выделяется на участках Верхнеалакитский, Центральный, Конек Западный, в нижней и верхней частях разрезов зрелость глинистого вещества средняя, в середине — высокая. Характер изменения геохимических параметров свидетельствует о наличии одного цикла и начале другого. На участках Каменный, Глубокий и Тегерюкский выделяются нижняя часть разреза с возрастающей зрелостью глинистого вещества и верхняя часть разреза с убывающей. На участке Глубокий намечается присутствие второго цикла в верхних горизонтах свиты, что, вероятно, обусловлено большей полнотой разреза (см. рис. 11, 12). Ахтарандинское время характеризуется большей интенсивностью химического выветривания относительно позднеайхальского времени.

Боруллокая свита на участках Верхнеалакитский и Кыллах Западный имеет мощность от 24 до 40 м. Зрелость глинистого вещества в отложениях свиты средняя и повышается в средней части разреза. По характеру изменения значений геохимических параметров возможно выделение одного полного и части другого цикла. На участке Болотный боруллокая свита в нижней, средней и верхней частях некоторых разрезов имеет высокую зрелость глинистого вещества, чередующуюся с низкой и средней зрелостью. В других разрезах присутствуют только какие-то части свиты с высокой или низкой зрелостью. Сопоставление кривых, характеризующих изменение зрелости глинистого вещества, показывает, что в боруллокой свите этого участка возможно выделение одного полного цикла и начала другого. На участках Центральный, Верхнемархинский, Кыллах Западный в боруллокой свите зрелость глинистого вещества меняется от низкой и средней в низах до высокой в верхней части разрезов. Сопоставление разрезов разных участков показывает, что боруллокая свита в изученных разрезах Айхальского района представлена неполно: отсутствует, вероятно, ее верхняя часть.

Характеристика интенсивности химического выветривания на водосборной суше, поставившей тонкодисперсный материал в Мало-Ботубинский бассейн седиментации, дана по геохимическим параметрам глинистого вещества, полученным для Озерной, Олгуйдахской, Лапчанской, Бахчанской и Верхнеиреляхской площади.

Лапчанская свита в западной и центральной частях Лапчанской площади и на Верхнеиреляхской имеет мощность от 5 до 10 м. Осадки свиты характеризуются очень высокой зрелостью глинистого вещества. Значения геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$  и  $K_2O:Na_2O$  находятся соответственно в пределах 100–440 и 11–34. Наиболее полный разрез лапчанской свиты изучен в горных выработках, в вертикальном профиле наблюдается тенденция понижения зрелости глинистого вещества, выражающаяся уменьшением величин  $Al_2O_3:Na_2O$  от 500 до 100,  $K_2O:Na_2O$  — от

20 до 10. На фоне направленного изменения геохимических параметров происходит двукратное относительное повышение и понижение их значений, свидетельствующее о цикличности интенсивности процесса химического выветривания в лапчанское время.

Ботуобинская свита, наиболее полно представленная в некоторых разрезах Лапчанской площади, характеризуется колебательными изменениями зрелости глинистого вещества, которая дважды повышается и понижается. Наиболее низкая зрелость глинистого вещества приурочена к нижним горизонтам и к средней части свиты. Повышение зрелости имеется в верхней части нижней половины и в верхней половине разреза свиты. Как видим, интенсивность процесса химического выветривания имеет циклический характер. При этом в низах верхней половины разреза она возрастает менее значительно ( $Al_2O_3 : Na_2O \sim 100$ ), чем в верхах ( $Al_2O_3 : Na_2O \sim 200$ ), вверх по разрезу ослабевает и понижение зрелости глинистого вещества. Завершается разрез ботуобинской свиты толщей с высокой зрелостью глинистого вещества, которая в пограничных с боруллойской свитой слоях имеет тенденцию к понижению. В разрезах Озерной и Олгуйдахской площадей, как и на Лапчанской площади, в ботуобинской свите прослеживается тенденция понижения зрелости в нижней части разреза и повышения — в верхней его половине (рис. 13, 14). В изученных разрезах Верхнеиреляхской площади ботуобинская свита представлена неполно, имеющиеся отложения характеризуются низкой и средней зрелостью. Следовательно, в более полных разрезах Мало-Ботуобинского района ботуобинская свита по параметрическому описанию представляется полным циклом с высокой зрелостью глинистого вещества в верхней и нижней частях свиты; низкой и средней — в средней части. Детальный анализ кривых изменения геохимических параметров позволяет выявить двухчленное строение этого цикла, составленного еще двумя циклами меньшего ранга. Первый цикл (нижний) меньшего ранга отражает общее понижение зрелости, второй (верхний) — ее повышение. При этом снизу вверх интенсивность процесса убывает.

Боруллойская свита начинается отложениями с высокими и средними значениями геохимических параметров. В верхах нижней половины боруллойской свиты значения геохимических параметров понижаются до низких и средних; в верхней половине — снова увеличиваются, образуя полный цикл свиты. Последующее понижение зрелости глинистого вещества, характеризующее начало другого боруллойского цикла, отмечается только в некоторых разрезах (рис. 15).

Приведенное выше параметрическое описание зрелости глинистого вещества конекской, айхальской, ахтарандинской и боруллойской свит Айхальского района, лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит Мало-Ботуобинского района свидетельствует о переменной интенсивности химического выветривания, протекающего в средне-позднекаменноугольную и ранне-, позднепермскую эпохи на водосборных площадях, питающих седиментационные бассейны Тунгусской синеклизы. Недостаточно полное геохимическое опробование отложений конекской свиты не позволяет точно установить границы конекского цикла относительного изменения интенсивности химического выветривания. Имеющиеся данные свидетельствуют, что в течение всего конекского времени интенсивность химического выветривания была высокой, изменения ее имели колебательный характер, относительное усиление химического выветривания происходило в начале и конце этого времени. В раннеайхальское время развитие процесса химического выветривания имело характер цикла. В начале раннеайхальского времени интенсивность химического выветривания была высокой, в середине его произошло ее снижение, в конце — снова повышение, более слабое от-

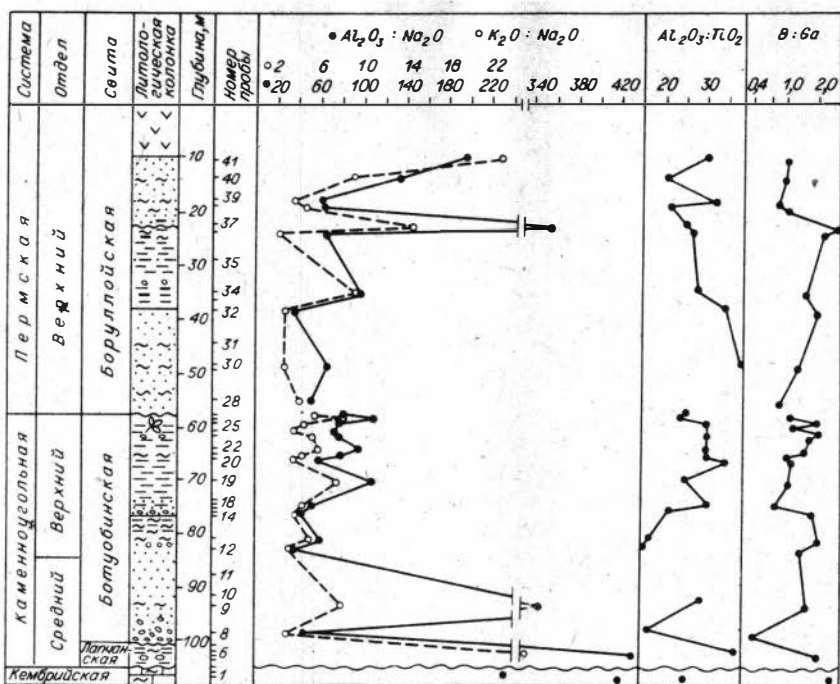


Рис. 13. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $V : Ga$ ) в разрезе 444 на северо-западе Лапчанской площади. Усл. обозн. см. на рис. 9.

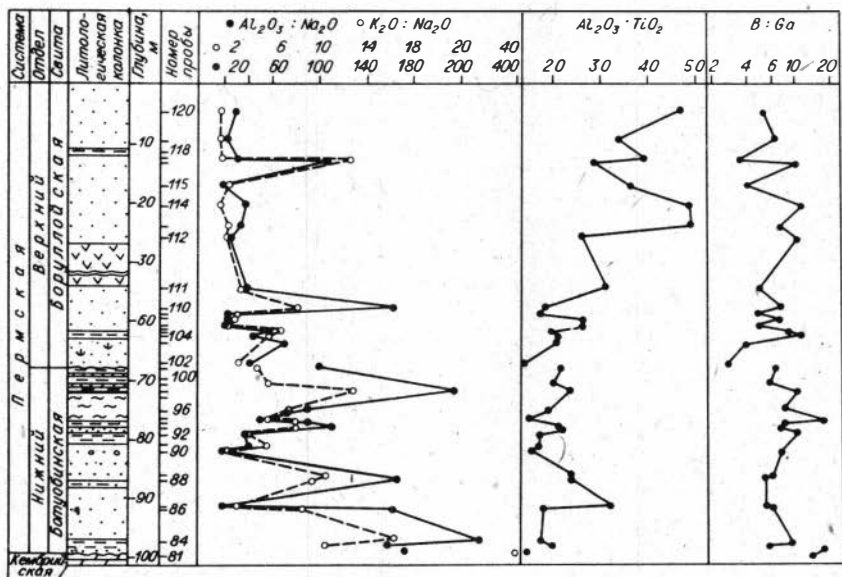


Рис. 14. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $V : Ga$ ) в разрезе 128 на северо-западе Лапчанской площади. Усл. обозн. см. на рис. 9.

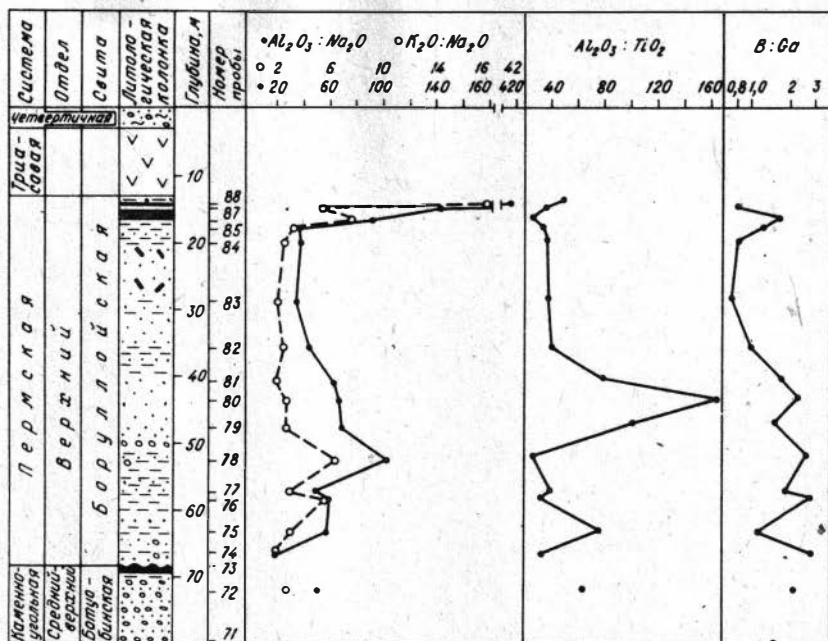


Рис. 15. Изменение геохимических параметров ( $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ , B : Ga) в разрезе 500 на востоке Лапчанской площади.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

носителем начала, следовательно, процесс был убывающим. В позднеайхальское время проявился один полный цикл и часть второго. Интенсивность химического выветривания понизилась относительно раннеайхальского времени. Ахтарандинское время характеризуется некоторым усилением интенсивности химического выветривания относительно позднеайхальского времени. Колебания интенсивности процесса зафиксированы одним полным циклом и частью второго цикла. В боруллоуское время интенсивность химического выветривания повышалась трижды, выявляя, таким образом, полный цикл и часть неполного.

В лапчанское время происходило интенсивное химическое выветривание, продолжавшееся и в начале ботубинского. В середине ботубинского времени оно было умеренным и слабым, в конце — сильным. Колебательные изменения интенсивности химического выветривания протекали на фоне ее усиления. В самом начале боруллоуского времени и в начале второй его половины химическое выветривание было более интенсивным.

Параметрическое описание физико-химических условий выветривания на водосборной суше, поставившей глинистое вещество в Айхальский район, показывает, что величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  в глинистом веществе конекской свиты находится в пределах 16–39, характеризуя нейтральную, слабощелочную и кислую среду выветривания. В начале конекского времени намечается тенденция изменения среды выветривания в сторону уменьшения щелочности, затем — в сторону увеличения. В нижнеайхальской подсвите величина геохимического параметра колеблется от 26 до 46, указывая на периодичную

смену слабокислых, нейтральных условий щелочными в течение раннеайхальского времени. В верхнеайхальской подсвите величина геохимического параметра снизу вверх уменьшается от 50 до 13, свидетельствуя о понижении щелочности среды. В течение позднеайхальского времени преобладали нейтральные условия среды выветривания. В некоторых разрезах в конце позднеайхальского времени наблюдается смена нейтральной среды на кислую. Для нижней и верхней частей ахтарандинской свиты отмечается понижение величины геохимического параметра, иногда ниже 20, в средней части отдельных разрезов — повышение. Полученные данные указывают на существование нейтральных, кислых и слабощелочных условий выветривания в ахтарандинское время, возникавших в результате цикличного изменения физико-химической среды. В начале ахтарандинского времени преобладали нейтральные и кислые условия выветривания, в дальнейшем нейтральная среда сменилась слабощелочной и щелочной. Боруллойская свита характеризуется резким увеличением значений геохимического параметра в нижней ее части, уменьшением — в середине и увеличением — в верхах; изменения значений показывают, что в начале и в конце боруллойского времени существовали резко щелочные условия среды выветривания, в середине — нейтральные и слабощелочные.

Приведенные выше данные об изменении геохимических параметров по разрезам конекской, айхальской, ахтарандинской и боруллойской свит далее интерпретируются как изменение климата в областях, поставляющих глинистый материал в бассейн седиментации, занимавший площадь Айхальского района. В общем плане выявляется следующее изменение климатических условий в течение конекского, айхальского, ахтарандинского и боруллойского времени. В конекское время существовали гумидные, семигумидные и семиаридные климатические условия, которые в процессе дальнейшей аридизации климата в раннеайхальское время сменились семиаридными и аридными условиями. В самом начале раннеайхальского времени климат был семиаридным, аридным, затем сменился гумидным, семиаридным; так образовался полный цикл смены климатов. В течение раннеайхальского времени повторились два (три?) таких цикла. Позднеайхальское время характеризуется в первой половине аридным климатом, во второй — его гумидизацией, в результате которой в конце позднеайхальского времени иногда возникал гумидный климат. В целом в позднеайхальское время климат был более аридным относительно раннеайхальского. В начале ахтарандинского времени существовали семигумидные, семиаридные климатические условия. В середине этого времени аридизация усиливалась, в конце — ослабевала. В боруллойское время преобладал резко аридный климат. Таким образом, климат на водосборной суше в течение конекского, айхальского, ахтарандинского и боруллойского времени менялся направленно и периодически. Направленность изменения заключалась в усилении его аридизации от конекского до боруллойского времени. Цикличность данного процесса проявилась в чередовании периодов гумидизации и аридизации.

Параметрическое описание физико-химических условий выветривания на водосборной суше Мало-Ботубинского бассейна седиментации показывает, что в глинистом веществе лапчанской и низов ботубинской свит на северо-западе, западе и в центре Лапчанской площади величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  не превышает 20, а в северо-восточном направлении повышается до 25. На Верхнеиреляхской площади в некоторых разрезах лапчанской свиты величина этого параметра несколько превышает 35. Сказанное свидетельствует о том, что в лапчанское время и в начале ботубинского на суше, поставлявшей глинистое вещество в лапчанский бассейн седиментации, выветривание происходило в кислой, слабокислой и нейтральной средах. В дальнейшем в раннеботуо-



бинское время щелочность среды возрастала до слабощелочной и щелочной на севере, северо-западе и западе, до щелочной на востоке. В середине ботубинского времени щелочность среды выветривания несколько понизилась, а к концу его снова обнаруживается тенденция ее повышения. В Верхнеиреляхский участок бассейна седиментации глинистое вещество поступало с суши, на которой аридизация климата была более интенсивной относительно суши, снабжавшей лапчанский участок. Принимая во внимание тенденцию усиления аридности климата в восточном направлении по Лапчанской площади и более резко выраженную аридность климата по Верхнеиреляхской площади, можно предположить существование аридной суши на юго-юго-востоке от изученных нами бассейнов. Боруллойское время характеризуется резким увеличением щелочности среды выветривания, достигающей максимума в его начале и в конце. В середине боруллойского времени щелочность среды понижалась и иногда возникали нейтральные условия. Наиболее щелочные условия среды выветривания были на водосборной площади востока и северо-востока. В заключение о климате водосборной суши следует отметить, что в лапчанское время в разных питающих провинциях существовал гумидный, семигумидный, семиаридный и аридный климат, который еще сохранился в самом начале ботубинского времени. В ботубинское время происходила общая аридизация климата, на фоне которой дважды сменялись периоды аридизации и гумидизации климата. В это же время аридизация климата нарастала с запада на восток и юго-юго-восток района. На западе в раннеботубинское время преобладал гумидный, семигумидный, семиаридный климат, в позднеботубинское время — семиаридный, аридный. На востоке района климат был аридным. В боруллойское время на фоне аридного климата дважды проявилось усиление аридности и дважды ее ослабление до гумидного и семиаридного климата.

Климаты каменноугольного и пермского периодов на Сибирской платформе изучались в различных аспектах /Страхов 1962; Синицын, 1967; Мейен, 1970/. В результате выявлено, что раннекаменноугольная эпоха характеризуется гумидизацией климата на всей поверхности Земли, широким распространением тропической лепидофитовой флоры и расширением гумидных зон за счет аридных. Начиная со среднего карбона, в пределах Северной Евразии развивалась преимущественно флора кордаитов и семян папоротников, которая не может быть отнесена к тропической, а раннекаменноугольная лепидофитовая флора угнеталась. Однообразие ангарской флоры по сравнению с флорой остальной части Евразии объясняется большей аридностью климата. В среднем и позднем карбоне территория Тунгусской синеклизы, располагавшаяся в зоне гумидного климата, ограничивалась с запада, юго-запада и юга аридной зоной и горными хребтами. В перми климат приобретал еще более четкую зональность. Тунгусская флора произрастала в условиях более сурового климата, чем раннекаменноугольная, об этом свидетельствует наличие в древесине годичных колец роста. К тому времени район Тунгусской синеклизы был окружен со всех сторон горными хребтами, занимавшими огромные площади. При изучении климата эпох углеобразования многими исследователями /Яншин, 1953; Перельман, Борисенко, 1965; Милло, 1968; Теофилова, 1971/ отмечалось, что формирование темно- и сероцветных отложений на конечных этапах угленакопления сменялось формированием пестро- и красноцветных. При этом растительность имела черты болотной, но была и ксерофитовая. Осадки накапливались в руслах и дельтах рек, озерах, лагунах и прибрежных участках морей. В палеопочвах формировались железистые, доломитовые и кремнистые конкреции, развивались доломитизированные глины, грунтовые воды были щелочными. При изучении состава глинистого вещества Е.П. Акульшиной установлено, что минеральный его состав закономерно меня-



ется снизу вверх по разрезу каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы. В конекской и лапчанской свитах монтмориллонит является второстепенным компонентом или присутствует в малом количестве. В айхальской и ботубинской свитах его содержание периодически возрастает и убывает при общей тенденции увеличения. Содержание гидрослюды меняется в обратном направлении. Согласно минеральному составу меняются значения геохимических параметров глинистого вещества, показывающие, что в среднем, позднем карбоне и перми относительно нижнего карбона в районах, снабжавших Тунгусский бассейн седиментации глинистым материалом, нарастала аридизация климата, на фоне которой возникали периоды аридизации и гумидизации меньшего ранга. При этом каждый последующий период аридизации был более интенсивным, максимум аридизации соответствовал поздней перми. Представляется, что для этого периода в истории Земли было характерно близкое соседство областей с разным климатом, что обуславливалось тектоническим и физико-химическим факторами. В результате действия тектонического фактора создавались горные сооружения и появлялась вертикальная зональность климата. В условиях жаркого сезонного климата на пониженных участках произрастали леса, на более сухих возвышенных местах образовывались красноцветы. Физико-химический фактор, обуславливающий резкую смену ландшафтно-климатических зон, возник, примерно, в позднем девоне и интенсивно действовал в карбоне и перми, при распространении растительности с влажных приморских равнин в глубь континентов. Вначале происходило заселение лишь депрессий, являвшихся накопителями поверхностных и грунтовых вод. Распространение растительности приводило к фиксации заселенных ею поверхностей, накоплению влаги, изменению гидрогеологических режимов и некоторых климатических параметров. Возможно, что район Тунгусской синеклизы представлял депрессию, в которой при обилии влаги растительность достигала максимального расцвета, а высокогорье, оставаясь незаселенным, имело дефицит влаги. Подобное распределение климата имеется в настоящее время в саваннах Западной Африки, где галерейные леса, приуроченные только к каньонам рек, состоят из гидрофильных растений, а водораздельные пространства представляют собой выжженную сухую степь /Михайлов, 1978/.

Изучение фаунистических остатков, проведенное О.А. Бетехтиной (см. приложение 1) для отложений Айхальского района, показывает, что в течение средне-позднекаменноугольных эпох и пермского периода обстановка в районе бассейна седиментации не была постоянной. Так, в конце конекского времени имело место увлажнение, в раннеайхальское - аридизация. По мнению О.А. Бетехтиной, в течение рассматриваемого времени происходили колебания климата от гумидного к аридному, что, вероятно, связано с трансгрессивными и регрессивными фазами окружающих бассейнов. Уточнение числа периодов гумидного и аридного климата возможно при более детальном исследовании по разрезу состояния раковин двустворчатых моллюсков и других организмов.

При параметрическом описании режимов седиментации авторы используют термины "трансгрессивный" и "регрессивный" режимы, которые рассматриваются в более широком смысле слова и характеризуют динамику и направленность процесса осадконакопления. Так, трансгрессивный режим седиментации может быть и в неморских условиях, но направленность этого процесса аналогична таковой при трансгрессивном развитии морского бассейна. Параметрическое описание фациальных обстановок позволяет показать динамику режима седиментации. По площади Айхальского района величина геохимических параметров, характеризующих фациальную обстановку накопления осадков конекской свиты, меняется в значительных пределах - от 3,5 до 24. Анализ изме-

нения этих значений показывает, что существовавшие в конекское время прибрежные обстановки на юге участков Центральный и Болотный сменялись прибрежно-морскими и морскими к северу и северо-западу. На участках Каменный, Глубокий и Тегерюкский в это время преобладали прибрежно-морские и морские обстановки. Соответственно увеличивалась соленость вод бассейна седиментации. На западе она иногда была повышенной. Изменение геохимических параметров, наблюдаемое в вертикальном разрезе конекской свиты, отражает смену режимов осадконакопления в этом интервале времени. В самом начале конекского времени развивалась трансгрессия, во второй половине режим осадконакопления был регрессивным. В более полных разрезах свиты на фоне регрессивного режима в самом конце конекского времени проявляется трансгрессивный характер осадконакопления (см. рис. 9-11).

Нижнеайхальская подсвита относительно конекской имеет более низкие значения геохимических параметров (1-20). Изменение величины геохимических параметров по площади показывает, что в пределах участков Центральный, Конек Западный были широко распространены пресноводные условия осадконакопления, на участках Болотный, Верхнеалакитский, Южный и Кыллах Западный существовали пресноводные и прибрежные опресненные, иногда прибрежно-морские, на участке Верхний Сытыкан - морские обстановки. В первой половине раннеайхальского времени развитие бассейнов было преимущественно регрессивным, во второй - трансгрессивным. При регрессии произошла смена морских условий седиментации на пресноводные и прибрежные опресненные. Трансгрессия во второй половине раннеайхальского времени была значительной и обусловила развитие прибрежно-морских и морских обстановок в северной части участка Болотный и на участках Верхний Сытыкан, Глубокий. Соленость вод в морских бассейнах была нормальной. На участке Конек Западный в условиях прибрежного осадконакопления соленость вод близка к морской. В течение раннеайхальского времени смена обстановок происходила на фоне общей регрессии режима осадконакопления, начавшейся еще в конекское время (см. рис. 9-12).

Значения геохимических параметров верхнеайхальской подсвиты 0,7-8. Как в нижнеайхальской подсвите, здесь отмечаются уменьшение величин геохимических параметров от низов к середине подсвиты и возрастание в верхней части. В позднеайхальское время в пределах изученного района были широко распространены пресноводные, прибрежные опресненные и прибрежно-морские обстановки, иногда создавались условия морской седиментации. В начале позднеайхальского времени развитие процесса седиментации было регрессивным, при этом на участках Конек Западный, Центральный, Верхнемархинский, Каменный, Глубокий, Тегерюкский и в некоторых частях участков Верхнеалакитский, Южный, Болотный возникали пресноводные обстановки, в других частях участка Болотный и на участке Кыллах Западный сохранились прибрежно-морские и редко морские условия. При максимальной трансгрессии в позднеайхальское время пресноводные обстановки на некоторых участках сменялись прибрежными опресненными или прибрежно-морскими, иногда морскими. Позднеайхальская трансгрессия не вызвала значительной смены режима седиментации, осадконакопление происходило как и в раннеайхальское время, при общей тенденции регрессивного развития, на фоне которого возникали менее значительные трансгрессии и более заметные регрессии, относящиеся к событиям меньшего ранга (см. рис. 9-12).

Ахтарандинская свита имеет значения геохимических параметров от 0,6 до 4. Низкие значения отношений бор - галлий, бор - литий, бор - калий свидетельствуют, что в ахтарандинское время регрессивное развитие процесса седиментации достигло максимума. На участках Конек Западный и Цент-

ральный существовали пресноводные обстановки. Лишь в начале времени на участке Каменный и на юге участка Глубокий происходило отложение осадков в прибрежно-морских условиях. В течение большей части ахтарандинского времени осадки отлагались в пресноводных обстановках. Уменьшение значений геохимических параметров снизу вверх в пределах ахтарандинской свиты и их колебательные изменения свидетельствуют, что в ахтарандинское время сохранилась тенденция регрессивного развития процесса осадконакопления, на фоне которого возникали слабые трансгрессии и регрессии (см. рис. 11, 12).

В разрезах боруллойской свиты значения геохимических параметров находятся в пределах 0,6–10, распределение их значений по площади показывает, что в боруллойское время на участках Конек Западный и Центральный, Верхний Сытыкан и Верхнеалакитский осадконакопление происходило в пресноводных и прибрежных опресненных обстановках, на участках Болотный и Кыллах Западный – в пресноводных, прибрежных опресненных, очень редко – в прибрежно-морских и морских. В наиболее полных разрезах боруллойской свиты выявляется в самом начале трансгрессивное развитие процесса седиментации, к концу – регрессивное. Даже при максимуме трансгрессии в начале боруллойского времени преобладали прибрежно-морские и пресноводные обстановки, морские условия возникали очень редко. В пределах изученного интервала боруллойского времени развитие режима осадконакопления было регрессивным, осложнявшимся трансгрессиями и регрессиями меньшего ранга.

Из приведенного выше следует, что в течение средне-верхнекаменноугольной эпохи и пермского периода в Айхальском районе осадконакопление происходило на фоне общего регрессивного развития региона. Так, в конекское время на большей части района преобладали прибрежные и прибрежно-морские обстановки. Трансгрессивный режим седиментации, существовавший в начале конекского времени, в конце его сменился регрессивным. На границе с раннеайхальским временем регрессия стала более резкой и продолжалась примерно до середины раннеайхальского времени, затем началась трансгрессия. Айхальское время относительно конекского характеризуется более широким распространением пресноводных и прибрежных опресненных бассейнов седиментации. Граница ранне-позднеайхальского времени обозначается максимумом трансгрессии. Позднеайхальское время, как и раннеайхальское, начинается регрессивным режимом, заканчивается трансгрессивным. Таким образом, айхальскому времени соответствуют два цикла осадконакопления, начинающиеся регрессией и завершающиеся трансгрессией; каждый из этих циклов – раннеайхальский и позднеайхальский – состоит из двух так же построенных циклов более мелкого ранга. В ахтарандинское время продолжалось и достигло максимума регрессивное развитие, в результате которого лишь в некоторых участках района происходила седиментация в пресноводных и прибрежных опресненных и прибрежно-морских обстановках. В ахтарандинское время на фоне усиления ахтарандинской регрессии дважды менялся режим осадконакопления с трансгрессивного на регрессивный. В боруллойское время сохранялась тенденция регрессивного развития при широком распространении пресноводных, прибрежных опресненных обстановок седиментации. В самом начале боруллойского времени появилась кратковременная трансгрессия и происходило некоторое увеличение площадей прибрежно-морских условий осадконакопления относительно ахтарандинского времени. Затем развивалась длительная регрессия.

Величина геохимических параметров, характеризующих фациальные условия осадконакопления в лапчанской свите Мало-Ботубинского района, находится в пределах 2–10, показывая, что на северо-западе, западе и в центральной части Лапчанской площади существовали пресноводные, прибрежно-

ные, опресненные и прибрежно-морские обстановки. В лапчанское время развитие бассейнов было преимущественно регрессивным. В некоторых разрезах Верхнеиреляхской площади значения геохимического параметра находятся в пределах 6-10, отражая прибрежно-морские и морские условия седиментации. Изменения параметра по вертикальному разрезу характеризуют колебательный режим. Самому началу лапчанского времени соответствует трансгрессивный режим, средней части - регрессивный, концу - трансгрессивный.

Ботубинская свита характеризуется широкими пределами колебания величины геохимических параметров (0,4-20). На Лапчанской и Верхнеиреляхской площадях самому началу ботубинского времени соответствует регрессия бассейна, обусловившая пресноводные обстановки и быстро сменявшаяся трансгрессией. Раннеботубинская трансгрессия существовала почти до середины ботубинского времени. При этом на северо-западе и западе Лапчанской площади существовали пресноводные, прибрежные опресненные, прибрежно-морские, иногда морские условия осадконакопления, на востоке - только пресноводные и прибрежные опресненные (см. рис. 13-15). На Олгуйдахской площади раннеботубинская трансгрессия обусловила существование морских обстановок, на Озерной - пресноводных, иногда прибрежных опресненных. В начале позднеботубинского времени проявилась регрессия, почти не сменявшая фаціальных обстановок на северо-западе и западе и в центральной части Лапчанской площади. На Олгуйдахской площади в результате этой регрессии морские обстановки сменились пресноводными, на Озерной площади прибрежно-морские и морские обстановки - только прибрежно-морскими. Позднеботубинская трансгрессия продолжалась до конца ботубинского времени. В период развития позднеботубинской трансгрессии на северо-западе Лапчанской площади существовали пресноводные, прибрежные и прибрежно-морские обстановки; на западе и востоке - прибрежные опресненные, прибрежно-морские и морские; на Олгуйдахской и Озерной площадях - пресноводные, прибрежные опресненные.

Раннеборуллойское время характеризуется трансгрессивным Режимом осадконакопления, который осложнялся менее значительными трансгрессиями и регрессиями. Последние составляют два регрессивно-трансгрессивных цикла меньшего ранга. В нижнем из них трансгрессия заметно преобладает над регрессией, в верхнем цикле меньшего ранга трансгрессия почти равнозначна регрессии. В раннеборуллойское время на северо-западе и западе Лапчанской площади существовали пресноводные, прибрежные опресненные, прибрежно-морские, иногда морские обстановки осадконакопления, в центральной и восточной частях преобладали пресноводные и прибрежные опресненные обстановки. На Бахчанском участке осадконакопление происходило в прибрежной опресненной зоне; на Олгуйдахской площади - преимущественно в пресноводных условиях; на Озерной площади - в пресноводных и прибрежных обстановках. Позднеборуллойскому времени соответствует регрессивный режим, который также осложнялся менее значительными регрессиями и трансгрессиями. Это время характеризуется более широким распространением пресноводных и прибрежных обстановок на всех изученных площадях Мало-Ботубинского района. Только на северо-западе Лапчанской площади еще сохранились прибрежно-морские и морские обстановки, существовавшие непродолжительное время. Таким образом, изменение режимов седиментации и фаціальных обстановок в Мало-Ботубинском районе представляется в следующем виде. В течение ботубинского и боруллойского времени все больше распространялись пресноводные обстановки осадконакопления, сохранившиеся и при трансгрессивном режиме осадконакопления. Цикличность процесса седиментации выражается в смене регрессий и трансгрессий, образующих закономерные ряды разных рангов, в которых

прослеживается убывание или нарастание интенсивности того или иного режима. Так, в раннеботуобинское время нарастала интенсивность трансгрессивных циклов меньшего ранга, в позднеботуобинское – регрессивных. В течение всего боруллойского времени преобладал регрессивный режим, самое его начало знаменуется трансгрессией малого ранга.

Осадконакоплению в каменноугольный и пермский периоды в районе Тунгусской синеклизы посвящена обширная литература /Бетехтина, 1966; Будников, 1968, 1972, 1976; Будников, Баранов, 1971; Грайзер, Ульмасвай, 1972; Павлов и др., 1968; Павлов, 1974; Позднепалеозойский литогенез..., 1982/, из которой следует, что представления об условиях образования осадков верхнего палеозоя у разных авторов различны. Большинство исследователей считают, что с момента формирования угленосных отложений связь района Тунгусской синеклизы с открытым морем была прервана и устанавливалась в кратковременные периоды; в визейский и намюрский века накопление осадков происходило в обстановке регрессирующего морского бассейна; смена морских условий на континентальные на Сибирской платформе произошла в визейскую эпоху. В дальнейшем, по мнению В.И. Будникова /1972, 1976/, в каменноугольный и пермский периоды осадконакопление происходило в крупных континентальных бассейнах. По данным С.Ф. Павлова /1970, 1974/, основная масса каменноугольных и пермских отложений от намюра до поздней перми включительно отложилась в речных и озерно-болотных обстановках. В северо-западной части Тунгусской синеклизы среди континентальных отложений ранне- и среднекаменноугольной эпох имеются прибрежно-морские осадки, отложившиеся в период кратковременных ингрессий моря на низменную равнину.

По геохимическим данным, полученным при изучении глинистого вещества, в течение средне-позднекаменноугольной эпохи и пермского периода в Айхальском районе, расположенном на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, условия образования осадков направленно и циклично менялись. В конекское время (начало катского) осадки отлагались в прибрежно-морских обстановках, существовавших на фоне вначале трансгрессивного, затем регрессивного режима осадконакопления. Прибрежно-морской генезис конекской свиты согласуется с данными О.А. Бетехтиной (см. приложение 1), свидетельствующими о прибрежно-морском генезисе осадков нижней части конекской свиты, а также с геологическими и литологическими данными об отступлении моря, о потере связи с открытым морем, об образовании крупных внутриконтинентальных бассейнов, а также о проникновении трансгрессии в центральный район Тунгусской синеклизы с севера и северо-востока со стороны Таймырской геосинклинали в отдельные моменты начала катского времени. В айхальское время (большая часть катского) преобладали пресноводные и прибрежные условия осадконакопления, которые при регрессиях полностью занимали все пространства. При трансгрессиях возникали прибрежно-морские и морские обстановки, последние приурочивались к северу Айхальского района. В раннеайхальское время трансгрессии были более значительными относительно позднеайхальских вследствие общего регрессивного развития процесса осадконакопления. Максимальной трансгрессия была в конце раннеайхальского времени на границе с позднеайхальским, что подтверждается и фаунистическими исследованиями О.А. Бетехтиной (см. приложение 1), согласно которым граница между нижней и верхней пермью проводится по максимуму раннеайхальской трансгрессии и началу позднепермской регрессии. В ахтарандинское (бургуллинское) время регрессивное развитие достигло максимума, в этот период осадки накапливались в пресноводных обстановках, а при трансгрессиях мелкого ранга – в пресноводных и прибрежных опресненных. В начале боруллой-

скою (пеляткинского) времени произошла значительная, но кратковременная трансгрессия, сменившаяся продолжительной регрессией, обусловившей пресноводные обстановки осадконакопления.

Такой же режим осадконакопления выявляется и для средне-позднекаменноугольной и позднепермской эпох в Мало-Ботуобинском районе, расположенном на восточном борту Тунгусской синеклизы. В лапчанское время осадконакопление происходило на фоне регрессии в пресноводных, прибрежных опресненных и прибрежно-морских обстановках. В раннеботуобинское время дважды отмечена смена регрессий и трансгрессий на фоне общей регрессии. При трансгрессиях осадконакопление шло в пресноводных, прибрежных опресненных, прибрежно-морских и (в некоторых участках) морских условиях. При регрессивном режиме последние исчезали, создавались пресноводные обстановки. Такой же цикл процесса осадконакопления повторился в позднеботуобинское время. В более поздних циклах осадконакопления боруллойского времени, отделенных от ботуобинских бургу克林ским временем, сохранились те же особенности строения. Так, раннеборуллойскому времени соответствует двукратная смена регрессий и трансгрессий. Вначале преобладали трансгрессии, позже интенсивность тех и других была почти равной. Соответственно возрастали площади пресноводного осадконакопления. Позднеборуллойское время характеризуется преобладанием регрессий и господством пресноводных обстановок.

## ГЛАВА V

### ЦИКЛИЧНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Цикличное строение терригенных отложений различного возраста и угленосной формации позднего палеозоя изучалось многими исследователями /Жемчужников, 1947; Феофилова, 1954; Ботвинкина, 1958; Тимофеев, 1956; Вылцан, 1959; Будников, 1968, 1976; Карогодин, 1980/. Большинство из них осадочные циклы выделяют по гранулометрическому составу и по фациальной природе осадков. Цикличность осадочных толщ в таких случаях выражается повторяемостью фаций и типов пород по разрезу. Вопрос о границах седиментационных циклов является спорным, так как выделение циклов разными исследователями производится по разным параметрам. Ю.Н. Карогодиным /1980/ при выделении элементарных седиментационных циклитов учитывается направленность изменения существенных свойств слоев в вертикальном разрезе, непрерывность изменения существенных свойств слоев, характер границ между слоями, двуединое строение слоев комплекса. Циклиты делятся на две группы: с однонаправленным и разнонаправленным изменением свойств от слоя к слою. В каждой из этих групп выделяются циклиты с прогрессивной направленностью (проциклиты) и регрессивной направленностью взятого признака (рециклиты). В группе разнонаправленных циклитов существуют два типа строения слоев: прогрессивно-регрессивный и регрессивно-прогрессивный. Ассоциации элементарных циклитов образуют следующий уровень породно-слоевых ассоциаций, циклиты которого называются мезоциклитами. Принципы их выделения те же, что и для элементарных циклитов. Макроциклиты - ассоциации мезоциклитов, закономерно связанных между собой в пространстве и во времени. Принципы их выделения остаются прежними.



А.П. Феофиловой /1954/ и В.И. Будниковым /1976/ в угленосной формации под элементарным циклом понимается ряд парагенетически связанных и закономерно сменяющих друг друга фаций, неоднократно повторяющихся в разрезе. Наиболее важным параметром для выделения мезоциклов принимается изменение типов элементарных циклов по разрезам. В расположении элементарных циклов по разрезу проявляется направленное изменение от менее "мористых" к более "мористым". Второй параметр – изменение минерального состава пород и их зрелости по разрезу; третий – изменение мощности элементарных циклов; четвертый – гранулометрического состава пород. Выделение макроциклов проводится по петрографическому и минеральному составу пород и смене типов цикличности, а также по флористическим комплексам. Мегациклы выделяются по изменению литологического состава пород и угленосности. В отложениях верхнего палеозоя Сибирской платформы по вышеотмеченным параметрам установлены седиментационные циклы четырех рангов: элементарные циклы, мезо-, макро- и мегациклы.

В данном исследовании цикличное строение каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы выявлено по геохимическим параметрам и минеральному составу глинистого вещества. В таком аспекте особенности позднепалеозойской седиментации рассматриваются впервые, при этом существенно дополняются сведения о цикличности осадконакопления и даются новые представления о колебательном и направленном изменении климата, интенсивности выветривания на водосборной суше и режима седиментации.

## ИНТЕНСИВНОСТЬ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Предлагаемое параметрическое описание зрелости глинистого вещества позволяет количественно оценить интенсивность процессов химического выветривания, продуцирующего глинистое вещество, и выявить цикличность этих процессов. По геохимическим параметрам в разрезе каменноугольных и пермских отложений выделяются три ранга циклов: малый, средний и высший. В данном исследовании циклы всех рангов выделяются по изменению значений геохимических параметров глинистого вещества в вертикальном разрезе.

Циклом называется интервал разреза, ограниченный снизу и сверху максимальными значениями геохимических параметров. Циклы малого ранга характеризуются наименьшими пределами колебания величины геохимических параметров. Циклы следующего – среднего – ранга состояются из циклов малого ранга, последние, располагаясь в определенной последовательности в зависимости от характера процесса, образуют закономерно построенный ряд. Так, при усилении процесса химического выветривания каждый последующий цикл малого ранга характеризуется более высокими значениями геохимических параметров. При слабой интенсивности химического выветривания каждый последующий цикл имеет меньшие значения геохимических параметров. Такое же построение имеют циклы высшего ранга с более высокими значениями геохимических параметров и более значительными их колебаниями. Таким образом, при выделении циклов разных рангов по геохимическим параметрам глинистого вещества соблюдаются следующие принципы их выделения, предлагаемые Ю.Н. Карогодиным /1980/: направленность изменения существенных свойств – зрелости глинистого вещества; непрерывность изменения существенных свойств; двуединое (кратное двум) строение; правило рядов.

Как следует из материала о составе глинистого вещества и условиях осадконакопления в Айхальском районе, приведенного в главах III и IV, циклами малого ранга являются ниже-, верхнеконекский, нижний и верхний ниж-

неайхальской подсвиты, нижний и верхний верхнеайхальской подсвиты, ниже-, верхнеахтарандинский, ниже-, верхнеборуллойский. В Мало-Ботубобинском районе циклами малого ранга являются ниже-, верхнелапчанский, нижний нижебстубобинской подсвиты, верхний нижеботубобинской подсвиты, нижний верхнеботубобинской подсвиты, верхний верхнеботубобинской подсвиты, ниже-, верхнеборуллойский.

К циклам среднего ранга в Айхальском районе относятся конекский, ниже-, верхнеайхальский, ахтарандинский, боруллойский; в Мало-Ботубобинском районе - лапчанский, ниже-, верхнеботубобинский, боруллойский.

К циклу высшего ранга в Айхальском и Мало-Ботубобинском районах относятся средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения, отражающие понижение интенсивности химического выветривания и представляющие регрессивное плечо цикла высшего ранга. Боруллойский цикл среднего ранга, возможно, вместе с ахтарандинским составляет конец регрессивного плеча цикла высшего ранга, видимо, он является началом трансгрессивного плеча цикла высокого ранга или переходом между ними. Для решения данного вопроса необходимо изучение полного разреза боруллойской и дегалинской свит.

В пределах каждого полного цикла, независимо от его ранга, изменения интенсивности химического выветривания имеют один и тот же тип. Начало цикла характеризуется высокой интенсивностью выветривания, которая понижается в первой половине, достигает минимума в середине и снова повышается к концу цикла. Первая половина цикла называется регрессивной, вторая - прогрессивной.

Анализ изменения геохимических параметров в изученном стратиграфическом интервале показывает, что в среднем, позднем карбоне и перми химическое выветривание было интенсивным в конекское и лапчанское время, понижалось в раннеайхальское, раннеботубобинское, было слабым в позднеайхальское, позднеботубобинское и раннеахтарандинское, нарастало в позднеайхальское, позднеботубобинское и боруллойское. Верхнепалеозойские отложения в изученном интервале соответствуют регрессивному плечу цикла, отражающего спад интенсивности химического выветривания. Возможно, что верхняя часть боруллойской свиты, характеризующаяся высокой зрелостью глинистого вещества, представляет собой границу следующего цикла высшего ранга.

В каменноугольных и пермских отложениях Норильского района, центральной и южной частей Тунгусской синеклизы выделены циклы малого, среднего и высшего рангов /Акульшина, 1976/, соответствующие вышеописанным циклам таких же рангов Айхальского и Мало-Ботубобинского районов.

Границы циклов, выделенных по геохимическим параметрам глинистого вещества, соответствуют границам осадочных циклов, установленным В.И. Будниковым /1976/, при этом не всегда совпадает их ранжировка. Выделенные циклы малого ранга соответствуют мезоциклам. Циклы среднего ранга - конекский и айхальский - составляют четвертый макроцикл; ахтарандинский цикл среднего ранга соответствует пятому макроциклу; боруллойский цикл среднего ранга входит в состав шестого макроцикла. Цикл высшего ранга объединяет два мегацикла. Регрессивное плечо цикла высшего ранга соответствует первому мегациклу  $C_1-P_1$  и началу (?) второго мегацикла  $P_2-T_1$ .

Вопрос ранжировки циклов по геохимическим данным глинистого вещества не решен окончательно. Дискуссионным он является и в общем плане изучения цикличности осадочных толщ /Карогадин, 1980/. Необходима дальнейшая работа по сопоставлению осадочных циклов, выделенных по геохимическим параметрам глинистого вещества и другим геологическим и литологическим критериям. К настоящему времени на примере некоторых терригенных и терригенно-карбонатных отложений установлено, что максимумы зре-



лости глинистого вещества приурочены к границам осадочных циклитов разных рангов по породно-слоевым ассоциациям и образуют переходные зоны.

Сопоставление уровней образования кор выветривания и их переотложенных продуктов, детально изученных в пределах Якутии и Средней Сибири /Горещкий, Калмыков, 1960; Алмазоносные россыпи..., 1967; Будников, Баранов, 1971; Мишин, 1971; Давыдов и др., 1975; Шамшина, 1975, 1979; Шамшина, Шпунт, 1975; Будников, 1976; и др./, с уровнями высокой зрелости глинистого вещества, ограничивающими седиментационные циклы, позволяет судить о периодичном проявлении образования кор выветривания. В разрезе средне-верхнекаменноугольных и пермских отложений Айхальского и Мало-Ботубинского районов высокая зрелость глинистого вещества конекской и лапчанской свит соответствует визе-намюрскому уровню корообразования. Нижнеайхальский и нижнеботубинский максимумы зрелости глинистого вещества (в низах подсвит) являются производными среднекаменноугольного уровня корообразования. Высокая зрелость глинистого вещества верхнеайхальской и верхнеботубинской подсвит отражает интенсивное выветривание позднекаменноугольной эпохи. С предпозднепермским уровнем корообразования коррелируется ахтарандинский\* максимум зрелости глинистого вещества. Позднепермский уровень сопоставляется с высокой зрелостью глинистого вещества в верхах боруллойской свиты.

Из приведенного материала становится очевидной стратиграфическая приуроченность уровней корообразования и переотложения продуктов этого процесса к переходным зонам между осадочными циклами крупных рангов. Несомненно, что большая вероятность сохранения и выявления свойственна уровням корообразования значительных масштабов и соответствующих им осадочных циклов. Значительно меньшая сохранность и возможность обнаружения отмечаются для уровней корообразования и осадочных циклов мелких рангов.

## ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

Многолетние исследования глинистого вещества рифейских и фанерозойских отложений показали, что климатические условия относятся к явлениям эфемерным, и в истории Земли они менялись значительно чаще, чем это представлялось до настоящего времени. Полученные данные свидетельствуют, что даже в пределах общих климатических зон и поясов на разных структурных и тектонических позициях в одно и то же время существовали участки с разными "микроклиматами", возникавшими, вероятно, в зависимости от рельефа, суши и многих других, непосредственно действующих факторов. Примером временного и пространственного изменения климата может служить позднепалеозойская история Тунгусского бассейна седиментации /Акульшина, 1983; Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

Из приведенного в гл. V материала следует, что на суше, поставлявшей глинистое вещество в Айхальский седиментационный бассейн, щелочность среды выветривания от конекского до боруллойского времени повышалась. На фоне ее возрастания происходили колебательные изменения. Наиболее значительное увеличение щелочности среды выветривания или аридизация климата соответствует среднеконекскому, второй половине раннеайхальского времени, началу и середине позднеайхальского, позднеахтарандинскому, позднеборуллой-

---

\* В некоторых разрезах Айхальского района он относится к верхам верхнеайхальской подсвиты.

скому. Тенденция снижения pH среды проявилась в начале конекского и раннеайхальского, в конце позднеайхальского, начале ахтарандинского и боруллойского времени. Повышение и понижение pH в указанных интервалах времени имели разную интенсивность. Так, в конекское время колебания величин  $Al_2O_3 : TiO_2$  находились в пределах 15–30, в раннеайхальское время – 20–60, в позднеайхальское – 20–40, в ахтарандинское – 10–30, в боруллойское – 20–100, иногда до 400.

Итак, циклы изменения климата меньшего ранга – ранне-, позднеконекский, начало и конец раннеайхальского времени, начало, середина, конец позднеайхальского времени, ранне-, позднеахтарандинский, ранне, средне- и позднеборуллойский – представляют собой чередующиеся фазы разного знака: гумидизацию и аридизацию климата. Они образуют циклы среднего ранга – конекский, ранне-, позднеайхальский (в некоторых разрезах при существующей стратиграфической разбивке последний состоит из трех циклов меньшего ранга\*), ахтарандинский и боруллойский, которые характеризуются двухфазным строением. Циклы среднего ранга составляют закономерно построенный ряд, в котором с течением времени усиливается фаза аридизации климата. Этот ряд является фазой аридизации цикла высокого ранга, охватывающей средний, верхний карбон, нижнюю часть перми /Акульшина, 1982/.

В Мало-Ботубинском районе лапчанскому времени соответствуют одна фаза гумидизации и одна фаза аридизации климата, ботубинскому – по две фазы аридизации и гумидизации климата. В боруллойское время при резко выраженном аридном климате отмечаются две фазы усиления аридности и две фазы относительной гумидизации. В некоторых разрезах между ботубинскими и боруллойскими циклами меньшего ранга имеется фаза гумидизации климата, которая, вероятно, коррелируется с вышеупомянутой верхней фазой гумидизации (третий цикл) позднеайхальского цикла среднего ранга Айхальского района.

В центральной части Тунгусской синеклизы в бассейне Подкаменной Тунгуски середине катского времени со слабым химическим выветриванием соответствует фаза аридизации климата, сменяющаяся фазой гумидизации на границе с бургуклинским. В бургуклинское время кратковременная фаза аридизации вначале сменяется продолжительной фазой гумидизации. Пеляткинское время характеризуется резко аридным климатом, на фоне которого выделяются три фазы аридизации и три фазы гумидизации климата /Акульшина, 1976/, что свидетельствует о более полном разрезе пеляткинской свиты в данном районе относительно боруллойской свиты в северной и северо-восточной частях Тунгусской синеклизы.

Таким образом, в рассматриваемом стратиграфическом интервале в северо-восточной, восточной и центральной частях Тунгусского бассейна установлено 10–11 чередующихся фаз гумидизации и аридизации климата, составляющих пять циклов среднего ранга. Циклы среднего ранга образуют закономерно построенный ряд, в котором с течением времени возрастает интенсивность фаз аридизации, достигая максимума в боруллойское (пеляткинское) время. Этот ряд представляет фазу аридизации цикла высокого ранга, которому предшествовала фаза гумидизации такого же ранга, охватывающая верхний девон – нижний карбон /Акульшина, 1980, 1982/.

\* Третий цикл меньшего ранга в таких разрезах представляет собой, по мнению Е.П. Акульшиной, либо фазу гумидизации отсутствующего цикла среднего ранга, либо раннеахтарандинский цикл меньшего ранга.

В обширной литературе о климатах каменноугольного и пермского периодов об их изменениях имеются лишь некоторые высказывания. В каменноугольном периоде в Британии установлено прерывистое стратиграфическое распространение краssidюрена, на основании чего делается вывод, что время, благоприятное для формирования краssidюрена, начиналось и заканчивалось в связи с изменением климата /Смит, 1968/. Детально изученные внутриформационные зоны выветривания согласуются с ритмичными колебаниями величины рН воды. Циклы осадконакопления во второй половине палеозоя, которые объяснялись ранее эпейрогеническими движениями, Р.В. Фейрбридж /1968/ связывает с климатическим фактором.

## РЕЖИМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

По геохимическим параметрам глинистого вещества выделяются седиментационные циклы, отражающие изменения режима седиментации и фациальных обстановок. Уменьшение значения геохимических параметров указывает на регрессивное развитие режима седиментации, повышение — на трансгрессивное. Циклы седиментации (в приведенном понимании) ограничиваются осадками наибольшего развития трансгрессии. Циклы малого ранга отражают изменение направленности режима. В их пределах величина геохимических параметров обычно меняется незначительно, смежные фациальные обстановки не прорисовываются. При трансгрессивном режиме каждый последующий цикл характеризуется все большими значениями геохимических параметров. При регрессивном развитии значения геохимических параметров в последующих циклах уменьшаются. В циклах высшего ранга прослеживается такая же закономерность расположения циклов среднего ранга. Сопоставление осадочных циклов, выделенных по геохимическим параметрам глинистого вещества, с циклами, выделенными по породно-слоевым ассоциациям в терригенных и терригенно-карбонатных породах, показало, что регрессивное развитие режима в первых соответствует образованию регрессивных циклитов во вторых.

В Айхальском районе выделяются следующие циклы малого ранга — нижне-, верхнеконекский, нижний и верхний нижнеайхальской подсвиты, нижний и верхний верхнеайхальской подсвиты, нижне-, верхнеахтарандинский, нижне-, верхнеборуллойский\*, образующие циклы среднего ранга — конекский, нижне-, верхнеайхальский, ахтарандинский и боруллойский, которые, в свою очередь, входят в состав цикла высшего ранга и представляют его регрессивное плечо, охватывающее средний, верхний карбон и нижнюю пермь. В Мало-Ботубинском районе циклы малого ранга — нижне-, верхнелапчанский, нижний и верхний нижнеботубинской подсвиты, нижний и верхний верхнеботубинской, нижне-, верхнеборуллойский — образуют циклы среднего ранга — лапчанский, нижне-, верхнеботубинский, нижне-, верхнеборуллойский, составляющие регрессивное плечо цикла высшего ранга.

Таким образом, параметрическое описание показывает, что в интервале средний — верхний карбон и нижняя пермь осадконакопление протекало на фоне регрессии. Регрессивное развитие седиментации в позднем палеозое в разных структурно-фациальных зонах Сибирской платформы выявляется по геологическим и литологическим данным /Будников, 1976/.

Выделение седиментационных циклов по геохимическим параметрам глинистого вещества, отражающим изменения физико-химических условий осадко-

\* В изученных разрезах этот цикл неполный.

накопления, позволяет на количественной основе проводить корреляцию осадочных толщ в пределах Айхальского и Мало-Ботуобинского районов, а также в пределах Тунгусской синеклизы. При этом используются циклы разных рангов. Ниже приводятся геохимические характеристики свит и подсвит, по которым они распознаются в разрезе.

Конекская свита выделяется по присущим только ей очень высоким значениям геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  в сочетании с повышенной концентрацией малых элементов в глинистом веществе. В нижней части разреза значения  $Al_2O_3:TiO_2$  имеют тенденцию понижения, в верхней - повышения, значения  $B:Ga$  - наоборот. В составе глинистого вещества главным компонентом является каолинит. В конекское время преобладал гумидный и семиаридный климат, широко были распространены прибрежно-морские обстановки осадконакопления.

Нижнеайхальская подсвита характеризуется наличием двух уровней повышенного содержания малых элементов - нижнего и верхнего. Высокие значения параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$  в нижней части свиты резко понижаются вверх по разрезу. Значения  $Al_2O_3:TiO_2$  в низах подсвиты нарастают, в верхах - убывают. Значения  $B:Ga$  имеют обратную тенденцию изменения и на границе с верхнеайхальской подсвитой достигают высоких значений. В некоторых разрезах выявляются и более мелкие колебания (два подцикла) значений этих параметров. Глинистое вещество состоит из каолинита, гидрослюда и монтмориллонита. Начало раннеайхальского времени характеризуется аридизацией климата относительно конекского. Граница конекской свиты и нижнеайхальской подсвиты проходит по резкому понижению значений параметров  $B:Ga$ ,  $B:Li$ . Граница с верхней подсвитой - по высоким значениям этих параметров.

В верхнеайхальской подсвите имеются четыре уровня повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе, которым соответствуют повышения геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . Снизу вверх по разрезу подсвиты периодически меняются параметры  $Al_2O_3:TiO_2$ ,  $B:Ga$ ; значения первого повышаются в низах и третьей четверти разреза, понижаются во второй четверти (примерно середина разреза) и в верхах; значения второго параметра убывает в низах и третьей четверти разреза, нарастают во второй четверти и верхах. В составе глинистого вещества преобладают монтмориллонит и каолинит. Содержание каолинита вверх по разрезу убывает.

Ахтарандинская свита\* характеризуется низкими значениями параметров  $B:Ga$ ,  $B:Li$ ,  $Al_2O_3:TiO_2$ . Граница верхнеайхальской подсвиты и ахтарандинской свиты приходится на резкое понижение значений параметров  $B:Ga$ ,  $B:Li$ . Ахтарандинскому времени соответствует относительная гумидизация климата и регрессивный режим осадконакопления.

Боруллойская свита отличается от всех предыдущих значениями параметров: очень высокими -  $Al_2O_3:TiO_2$ , низкими -  $B:Ga$ ,  $B:Li$ . В наиболее полных разрезах имеются три (четыре?) уровня повышенной концентрации малых элементов и соответствующего им повышения значений геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . Величина  $Al_2O_3:TiO_2$  понижается в средней части и резко возрастает в низах и верхах. Величины  $B:Ga$ ,

\*Выделяется геологами ВостСибНИИГГиМСа.

В:Li убывают снизу вверх по разрезу. Однако нижняя граница боруллойской свиты приурочена к началу повышения этих величин и показывает, что раннеборуллойское время начинается трансгрессией, довольно быстро сменяющейся продолжительной регрессией. Глинистое вещество состоит преимущественно из монтмориллонита.

Объем и границы конекской свиты, ниже- и верхнеайхальской подсвиты и боруллойской свиты, выделяемые по геохимическим параметрам глинистого вещества, для большей части разрезов соответствуют литостратиграфическим единицам. В Айхальском районе имеются осадочные толщи, стратиграфическое положение которых и их границы, определяемые по геологическим параметрам, не согласуются с границами, установленными по палинологическим комплексам. Примеры выделения конекской свиты, ниже-, верхнеайхальской подсвиты и боруллойской свиты по геохимическим параметрам и минеральному составу глинистого вещества Айхальского района опубликованы ранее /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

Главными геохимическими характеристиками, по которым возможно расчленение каменноугольных и пермских отложений Мало-Ботубинского района, являются следующие.

Лапчанской свите, как и конекской, свойственны высокие значения геохимических параметров  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . В нижней части разреза значения  $Al_2O_3:TiO_2$  показывают гумидный, семиаридный климат, в верхней — аридный. Величина В:Ga колеблется в значительных пределах, показывая изменения фациальных обстановок от пресноводных до прибрежных солоновато-водных. Выделяются два цикла изменения условий седиментации. Для нижнего цикла отмечаются наибольшая зрелость глинистого вещества, преобладание семиаридного климата и трансгрессивного развития бассейна седиментации; для следующего — понижение зрелости глинистого вещества, усиление аридизации климата, преобладание регрессивного развития бассейна седиментации. Содержание малых элементов повышено на уровнях более зрелого глинистого вещества. В пресноводных осадках их содержание понижается. Глинистое вещество сложено каолинитом и монтмориллонитом.

Ботубинская свита состоит из четырех закономерно сменяющихся циклов. Первый (нижний) и третий характеризуются высокой зрелостью глинистого вещества, аридным климатом (или относительной его аридизацией) и регрессивным режимом осадконакопления. Второму и четвертому циклам соответствуют гумидный климат (или его относительная гумидизация) и трансгрессивный режим. К уровням высокой зрелости глинистого вещества приурочена повышенная концентрация малых элементов.

Боруллойская свита также состоит из четырех осадочных циклов. Различие ее с ботубинской заключается в значительно большей аридности климата боруллойских циклов. В периоды гумидизации (третий цикл) климат часто оставался аридным, семиаридным, только аридность ослабевала. Проявление регрессивного фона в боруллойское время было более интенсивным. Ботубинская свита начинается с регрессивного цикла, боруллойская — с трансгрессивного. Уровням повышенной зрелости глинистого вещества соответствует концентрация малых элементов в нем. Глинистое вещество состоит из монтмориллонита.

Выделение и корреляция лапчанской, ботубинской и боруллойской свит Мало-Ботубинского района по геохимическим особенностям и минеральному составу глинистого вещества показаны на примере Лапчанской площади /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

В верхнем палеозое Московской синеклизы М.Х. Махлиной /1979/ выделены седиментационные элементарные и более крупного порядка циклы. Ус-

тановлено, что в разных стратиграфических подразделениях элементарные циклы не одинаковы по положению в них осадков и делятся на четыре типа по характеру залегания в нижних частях органогенных известняков, глинистых и песчаных пород с остатками разнообразных организмов, свойственных морю с нормальной соленостью, а в верхних частях — тех же типов пород, но лишенных остатков организмов или обедненных ими, свойственных опресненным бассейнам. Такое строение циклов отражает смену трансгрессивной фазы осадконакопления регрессивной. В циклах более крупного порядка происходят количественное наращивание свойств и проявление качественных признаков трансгрессивной или регрессивной фазы, что придает циклу "трансгрессивный" или "регрессивный" облик, отражающий направленность процессов. Во всех типах циклов проявляется периодичность распределения фауны, максимально разнообразной для трансгрессивной части циклов и обедненной для регрессивной. Указанная направленность изменения фауны сохраняется во всех фациальных типах седиментационных циклов. В начальной фазе трансгрессии (верейское время) в циклах преобладают осадки опресненных заливов, сменяющиеся вверх по разрезу нормально-морскими отложениями наряду с карбонатными осадками опресненных заливов. В циклах регрессивной фазы (касимовский век) доминируют отложения опресненных бассейнов. В отложениях московского, касимовского, гжельского и ассельского ярусов верхнего палеозоя Московской синеклизы выделены два крупных цикла осадконакопления — московско-касимовский и гжельско-ассельский, состоящие из начальной, максимальной (трансгрессивной) и регрессивной фаз, что позволяет отметить историко-географические рубежи, которые не всегда соответствуют существующим объемам стратиграфических подразделений и границ, выделенных только по био-стратиграфическим данным для Московской синеклизы. По мнению М.Х. Махлиной, граница между средним и верхним отделами карбона должна проходить между касимовским и гжельским ярусами, а историко-геологический рубеж между каменноугольной и пермской системами — по границе ассельского и сакмарского ярусов. Сопоставление осадочных циклов каменноугольных и пермских отложений Московской синеклизы, выделенных палеоэколого-литологическим методом /Махлина, 1979/, с циклами отложений того же возраста Тунгусской синеклизы, выделенными по геохимическим параметрам глинистого вещества, дает основание считать, что московско-касимовский и гжельско-ассельский седиментационные циклы Московской синеклизы соответствуют ниже- и верхнеайхальскому циклам Тунгусской синеклизы.

В заключение о направленном и циклическом характере осадочного процесса в позднепалеозойском Тунгусском бассейне седиментации необходимо отметить следующее.

Минеральный и химический состав глинистого вещества в карбоне и перми необратимо и периодически меняется. Необратимость изменения состава в данном стратиграфическом интервале проявляется в уменьшении содержания каолинита, алюминия и калия, в увеличении содержания монтмориллонита и натрия; периодичность — в многократном повышении концентрации малых элементов, относительном увеличении содержания алюминия в глинистом веществе (увеличение зрелости глинистого вещества) на определенных стратиграфических уровнях по всей площади изученных районов.

Уровни высокой зрелости глинистого вещества и повышенной концентрации малых элементов в нем в каменноугольных и пермских отложениях соответствуют уровням корообразования и переотложения продуктов этого процесса.

Интенсивность химического выветривания на суше, снабжавшей бассейн

седиментации тонкодисперсным материалом, в позднем палеозое имела колебательный характер. Периоды сильного и очень сильного химического выветривания чередовались с эпохами слабого и среднего проявления этого процесса, который в течение средне-верхнекаменноугольной, раннепермской эпохи и в начале позднепермской ослабевал.

Направленно и периодически менялся климат областей питания. В средне-позднекаменноугольную, раннепермскую и в начале позднепермской происходила аридизация климата, на фоне которой несколько раз менялись фазы гумидизации и аридизации климата.

Развитие режима седиментации и смена фациальных обстановок в позднепалеозойском Тунгусском седиментационном бассейне происходили направленно и циклично, при общей тенденции регрессивного развития режима седиментации периодически чередовались трансгрессии и регрессии.

## ГЛАВА VI

### ОСАДОЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА

В работе принята следующая иерархия геологических тел: литогенетический тип, фация, макрофация, субформация и формация. Под литогенетическим типом понимается комплекс пород, характеризующийся определенным петрографическим составом, структурными, текстурными и другими особенностями, образовавшимися в определенной седиментационной обстановке. Например, тонкое чередование песчаников алевролита с яркой тонкой слоистостью до листоватости, выраженной мельчайшим углистым детритом, отвечающим условиям седиментации в пойме, или грубозернистые кварцевые песчаники с косой слоистостью, сформировавшиеся в русловой обстановке. Таким образом, в это понятие нами вкладывается тот же смысл, что и Ю.А. Жемчужниковым /1947/ и П.П. Тимофеевым /1969/. Определенный литогенетический тип отвечает конкретной фации, а макрофация объединяет группу фаций (речная, озерная и т.д.).

Можно выделить субформацию — комплекс макрофаций (приморской, озерно-бассейновой, озерно-болотной равнины и т.д.). Осадочная формация представляет собой естественно-исторический комплекс субформаций, сформировавшийся в определенных тектоно-ландшафтных и климатических условиях. Кроме того, среди отложений верхнего палеозоя в алмазоносных районах выделяется генетический ряд: элювий, делювий, пролювий, аллювий и прибрежно-морской комплекс. Они тесно связаны друг с другом, нередко являются одним для другого источником питания.

Элювиальный тип представлен во многих районах щебнисто-дресвяно-глинистыми образованиями досреднекарбоневой коры выветривания на породах нижнего палеозоя (корни среднепалеозойской коры химического выветривания) (Айхальский район, Северо-Ботубинская площадь\*). Делювиальные осадки в виде обломков пород нижнего палеозоя встречены в брекчиях базальных горизонтов лапчанской и конекской свит среднего карбона (Далдыно-Алакитский район, Северо-Ботубинская площадь). Местами (Северо-Ботубинская площадь) в базальных горизонтах ботубинской и айхальской свит встречаются

\*Северная часть Мало-Ботубинского района.



Таблица 38

Соотношение литогенетических типов и фаций

Номер	Характеристика литогенетического типа	Фации
I	Аргиллиты углистые, тонкогоризонтальнослоистые с редкими прослоями алевролитов, тонкозернистых песчаников, иногда с тонкими прослоями углей	Торфяные, пойменные болота, периодически заливаемые
II	Аргиллиты массивные, комковатые, иногда с прослоями алевролитов	Поймы, озера
III	Уголь	Торфяные напойменные болота, слабо увлажненные
IV	Сланцы углисто-глинистые, тонкогоризонтальнослоистые с прослоями алевролитов, углей и редкими тонкими прослоями песчаников	Торфяные напойменные болота, слабо увлажненные
V	Алевролиты горизонтально-волнисто-слоистые с прослоями аргиллитов и тонкозернистых песчаников, косослоистых с растительными остатками	Поймы
VI	Алевролиты углистые, нередко с прослоями углей, с редкими прослоями аргиллитов и песчаников, чаще косослоистых и горизонтально-слоистых	Торфяные напойменные болота, периодически заливаемые
VII	Алевролиты глинистые, иногда песчанистые, массивной, комковатой, иногда неясноволнисто-слоистой текстуры с редкой галькой, обломками песчаников. Встречаются маломощные прослои песчаников	Поймы
VIII	Переслаивание пестроцветных алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями песчаников и углей тонкогоризонтальнослоистой (полосчатой) текстуры	Проточные и зарастающие озера, поймы
IX	Переслаивание тонкозернистых песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов и углей, преимущественно тонкослоистые. Песчаники участками косослоистые	Проточные и зарастающие озера, торфяные напойменные болота, периодически заливаемые
X	Песчаники тонкозернистые с редкими прослоями углистых алевролитов и углей с массой растительных остатков, горизонтально- и волнисто-слоистые	Проточные и зарастающие озера, торфяные напойменные болота, периодически заливаемые

XI	Песчаники тонкозернистые, иногда глинистые, косослоистые	Поймы, проточные озера, русла равнинных речек
XII	Песчаники мелко-среднезернистые глинистые горизонтально- и волнисто-слоистые с растительными остатками и без них	Проточные и зарастающие озера
XIII	Песчаники мелкозернистые, отсортированные, косослоистые и перекрестно-слоистые очень редко с углистыми прослойками и редкими растительными остатками	Русла равнинных рек
XIV	Песчаники крупно-грубозернистые горизонтально-толсто-слоистые, иногда с редкой галькой и обломками	Русла равнинных рек, пресноводные бассейны (пляжи, подвижное мелководье)
XV	Песчаники массивные иногда глинистые и алевролитистые, плохой и очень плохой сортировки, иногда с углефицированными растительными остатками, нередко с единичной галькой	Русла равнинных рек, поймы
XVI	Переслаивание песчаников волнисто-горизонтально-слоистых с алевролитами и аргиллитами	Проточные озера
XVII	Песчаники мелко-среднезернистые с нечетко выраженной горизонтальной, изредка почти однонаправленной слоистостью с редкими прослойками алевролитов и аргиллитов	Русла равнинных рек, пресноводные бассейны (подвижное мелководье)
XVIII	Гравелит, грубозернистый песок с гравием, грубослоистые, крупно-косослоистые с галькой	Русла рек, пресноводные бассейны (пляжи, подвижное мелководье)
XIX	Конгломераты	Русла рек, пресноводные бассейны (пляжи, подвижное мелководье)
XX	Конглобрекчи	Водоразделы, склоны, временные водотоки (лога, постоянные короткие водотоки и небольшие речки)
XXI	Переслаивание алевролитов и песчаников, участками брекчированных	Водоразделы, склоны, временные водотоки (лога)

скопления брекчиевидных обломков нижележащих сцементированных терригенных пород.

Проллювий представлен конглобрекчиями, конгломератами и дресвяно-песчаными отложениями, в которых обломочный материал сложен породами нижнего палеозоя. Этот генетический тип развит также в базальных горизонтах отложений среднего карбона (Северо-Ботуобинская площадь, Айхальский район и др.). Но здесь обломочный материал сложен диагенезированными терригенными породами нижележащих толщ и лишь местами терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя (там, где базальные горизонты лапчанской, айхальской и ботуобинской свит залегают на нижнепалеозойском цоколе).

Аллювий широко развит повсеместно. В отложениях конекской и лапчанской свит, а местами в айхальской и ботуобинской преобладает аллювий коротких водотоков, равнинных рек и проточных озер (базальные горизонты свит Айхальского района и Северо-Ботуобинской площади). Аллювий равнинных рек и крупных озер наиболее развит среди отложений среднего и верхнего карбона и верхней перми (Айхальский район, Северо-Ботуобинская площадь). Аллювий равнинных рек и бассейновый широко развит в нижнеботуобинской и верхнеайхальской подсвитах карбона, а также среди отложений боруллойской свиты верхней перми (Айхальский район, Северо-Ботуобинская площадь).

В осадочных коллекторах верхнего палеозоя, среди всего многообразия пород с различными структурами, текстурами и другими особенностями четко выделяются литогенетические типы, перечень которых приведен в табл. 38, а их распределение по стратиграфическим подразделениям — в табл. 39. При этом каждый литогенетический тип индексируется римской цифрой без дополнительного буквенного обозначения, как это принято у других исследователей. Общеизвестно, что буквенный индекс характеризует фаціальную принадлежность данного литогенетического типа. Мы считаем, что большинство фаций может быть достоверно определено по литогенетическим типам только после реконструкции конседиментационного палеорельефа. Поэтому на данном этапе исследований литогенетические типы индексируются нами только цифрой. Следует указать и на то, что выделение литогенетических типов должно производиться в процессе полевых исследований, а не в камеральных условиях. Помещаемый перечень литогенетических типов, безусловно, в дальнейшем может быть уточнен и дополнен.

Таким образом, среди осадочных коллекторов верхнего палеозоя пока удалось выделить литогенетические типы, представленные в табл. 40.

В Айхальском районе нами проанализированы разрезы в целом по 86 скважинам: конекская свита — по 84, айхальская — по 86, ахтарандинская — по 12 и боруллойская — по 28. Степень представленности распределения выделенных литогенетических типов в разрезах увеличивается в связи с тем, что в той или иной скважине один и тот же литогенетический тип может встречаться неоднократно.

Из анализа частоты встречаемости литогенетических типов следует, что в конекской свите преобладают XV, V, XIX, XVI, VI, VII, XVIII типы. Остальные встречаются значительно реже, а некоторые из них единичны. В нижнеайхальской подсвите преобладают V, IV, XV, XII, VI, XI, IX и XIX. Подчиненную роль играют типы III, VII, I, XVII, VIII и XVIII, а остальные встречаются спорадически. Верхнеайхальская подсвита характеризуется литогенетическими типами V, XV, IX, III, IV, XII и X. Подчиненное значение имеют типы VII, VI, VIII, XVI, I и XVII, остальные единичны.

Боруллойская свита включает преимущественно литогенетические типы XV, V, XIX, XI, XVI, VI, VII, XVIII, остальные встречаются редко

Таблица 39

Распределение литогенетических типов пород по свитам

Стратиграфическое подразделение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Айхальский район										
Конекская свита	4/4	2/2	4/4	5/5	31/23	12/11	12/8	3/3	3/3	11/10
Айхальская свита	23/17	5/5	49/37	97/62	131/85	45/35	37/29	28/20	68/54	79/52
нижняя подсвита	14/8	2/2	19/15	70/43	71/48	29/23	18/17	12/8	23/22	54/33
верхняя подсвита	9/9	3/3	30/22	27/19	60/37	16/12	19/12	16/12	45/32	25/19
Боруллойская свита	2/2	1/1	2/2	5/5	4/6	2/2	3/2	1/1	2/2	13/3
Мало-Ботуобинский район										
Лапчанская свита	-	3/2	-	-	9/5	2/2	-	1/1	-	1/1
Ботуобинская свита	2/2	-	3/3	4/4	5/5	3/3	4/4	11/6	9/5	3/3
нижняя подсвита	1/1	-	1/1	1/1	3/3	-	1/1	-	-	1/1
верхняя подсвита	1/1	-	2/2	3/3	2/2	3/3	3/4	11/6	9/5	2/2

Окончание табл. 39

Стратиграфическое подразделение	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI
Айхальский район											
Конекская свита	13/11	7/6	6/6	2/2	37/21	12/11	7/6	8/8	19/18	1/1	-
Айхальская свита	49/33	60/42	10/8	1/1	123/81	36/30	21/19	11/11	25/20	4/4	-
нижняя подсвита	25/19	34/22	6/4	1/1	67/43	23/19	12/11	10/10	22/17	2/2	-
верхняя подсвита	24/14	26/20	4/4	-	56/38	13/11	9/8	1/1	3/3	2/2	-
Боруллойская свита	12/8	11/8	2/2	6/5	37/30	9/6	11/7	5/5	7/4	2/2	-
Мало-Ботуобинский район											
Лапчанская свита	-	2/1	1/1	-	1/1	4/3	1/1	-	-	2/2	1/1
Ботуобинская свита	5/5	11/6	7/5	4/3	13/9	6/6	6/5	7/3	7/5	-	-
нижняя подсвита	1/1	2/1	1/1	3/2	6/6	3/3	3/3	2/1	1/1	-	-
верхняя подсвита	4/4	9/5	6/4	1/1	7/3	3/3	3/2	5/2	6/4	-	-

Примечание. В числителе - сколько раз встречен данный литогенетический тип в подсвите, свите, в знаменателе - количество скважин, в которых встречен данный литогенетический тип. I-XXI - литогенетические типы.

Таблица 40

Литолого-формационная и фашиальная характеристика осадочных коллекторов и захороняющих толщ верхнего палеозоя

Система	Отдел (цикл)	Свита	Под-свита	Формация	Преобладающие литогенетические типы	Преобладающие фации
Пермская	Нижний	Ахтарандинская		Северо-восточный тип разреза Вулканогенно-терригенная полимиктово-граувакковая гумидная формация эпиконтинентальной всхолмленной аллювиально-аккумулятивной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы	XV, V, XIX, XI, XVI, VI, VII, XVIII	Пирокластические ближнего переотложения, русел равнинных многорукавных рек, пляжей и подвижного мелководья пресноводных бассейнов, пойм, зарастающих озер и болот
Карбоновая – пермская	Верхнекарбонный – раннепермский	Айхальская	Верхняя	Терригенная алеврито-песчаная аркозово-кварцевая гумидная формация приморской низменной слабо расчлененной аллювиально-аккумулятивной озерно-бассейновой равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация озерно-бассейновых систем	XIX, IV, V, XI, XII, XV	Русел, террас и пойм многорукавных равнинных рек, пляжей и подвижного мелководья пресноводных бассейнов, лагун, морских заливов, зарастающих озер, периодически затопляемых торфяных болот
Карбоновая	Средний	Айхальская	Нижняя	Терригенная, песчано-алевролитовая, кварцево-аркозовая угленосная гумидная формация эпиконтинентальной низменной слабо расчлененной аллювиально-аккумулятивной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация речных долиньных систем	V, XV, IX, IV, XII, X	Русел равнинных рек, пойм, проточных и зарастающих озер, торфяных напойменных, периодически заливаемых болот
		Конекская		Терригенная, каолинитово-кварцевая гумидная формация низменной эпиконтинентальной слабо расчлененной эрозивно-денудационной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Формация кор химического выветривания и продуктов их ближнего переотложения	XV, V, XIX, XI, XVI, VI, VII, XVIII	Локальных междуречий, их склонов, логов, коротких речных долин, проточных и зарастающих озер, пойм и террас, торфяных напойменных и водораздельных болот

Пермская	Верхний	Боруллойская	<p>Восточный тип разреза</p> <p>Терригенная аркозово-кварцевая гумидная формация эпиконтинентальной всхолмленной аллювиально-аккумулятивной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы</p>	XV, XX, XIII, XII, XIX, VIII, IX, X	Русел равнинных многорукавных рек, пляжей и подвижного мелководья пресноводных бассейнов, проточных и зарастающих озер, пойм, речных террас, постоянных небольших речек и временных коротких водотоков
	Нижний	Ботуобинская	<p>Верхняя</p> <p>Терригенная песчано-алевритовая кварцево-аркозовая угленосная гумидная формация эпиконтинентальной слабо расчлененной низменной аллювиально-аккумулятивной озерно-болотной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация речных долинных систем</p>	XI, IX, XII, XV, XIX, V	Русел равнинных речек, речных террас, пойм, проточных и зарастающих озер, торфяных напойменных, периодически заливаемых болот
Карбоновая	Верхний	Ботуобинская	<p>Нижняя</p> <p>Терригенная кварцево-граувакковая гумидная формация эпиконтинентальной аллювиально-аккумулятивной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация мелководных пресноводных бассейнов и речных долинных систем</p>	XV, V, XIV, XVI, XVIII	Русел многорукавных равнинных рек, проточных озер, их пойм, пляжей и подвижного мелководья пресноводных бассейнов
	Средний	Лапчанская	<p>Терригенная каолинитово-кварцевая гумидная формация эпиконтинентальной слабо расчлененной эрозионно-денудационной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы</p>	II, V, VII	Водоразделов и их склонов, временных водотоков (логов), постоянных коротких водотоков, небольших речек, проточных озер, их пойм

Таблица 41

Минералогическая характеристика осадочных формаций по типам разрезов

Стратиграфическое подразделение	Формация и субформация	Преимущественная минералогическая ассоциация
Борулло-свая свита	Северо-восточный тип разреза (айхальский) Терригенная, полимиктово-граувакковая гумидная формация эпиконтинентальной всхолмленной аллювиально-аккумулятивной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы	Сфен-эпидот-ильменит-альмандиновая с магнетитом
Айхальская свита, верхняя подсвита	Терригенная алевроито-песчаная аркозово-кварцевая гумидная формация приморской низменной слабо расчлененной аллювиально-аккумулятивной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация озерно-бассейновых систем	Ильменит-альмандин-эпидотовая со сфеном и апатитом
Айхальская свита, нижняя подсвита	Терригенная песчано-алевролитовая кварцево-аркозовая угленосная гумидная формация низменной слабо расчлененной аллювиально-аккумулятивной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация речных долинных систем	Эпидот-альмандин-ильменитовая со сфеном
Конекская свита	Терригенная алевролитово-песчаная каолиново-кварцевая гумидная формация эпиконтинентальной слабо расчлененной эрозионно-денудационной равнины северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Формация кор химического выветривания	Альмандин-ильменитовая с магнетитом и цирконом
Борулло-свая свита	Восточный тип разреза (ботубинский) Терригенная аркозово-кварцевая гумидная формация эпиконтинентальной всхолмленной аллювиально-аккумулятивной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы	Магнетит-ильменит-альмандиновая
Ботубинская свита, верхняя подсвита	Терригенная песчаная кварцево-граувакковая гумидная формация эпиконтинентальной аллювиально-аккумулятивной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация мелководных бассейнов и речных долинных систем	Циркон-альмандин-ильменитовая
Ботубинская свита, нижняя подсвита	Терригенная песчано-алевролитовая кварцево-аркозовая угленосная гумидная формация эпиконтинентальной слабо расчлененной низменной аллювиально-аккумулятивной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы. Субформация речных долинных систем	Альмандин-эпидот-ильменитовая с цирконом
Лапчанская свита	Терригенная песчано-алевролитовая каолиново-кварцевая гумидная формация эпиконтинентальной слабо расчлененной эрозионно-денудационной равнины восточного борта Тунгусской синеклизы. Формация кор химического выветривания	Альмандин-ильменитовая с магнетитом и цирконом



либо совсем отсутствуют. Но при этом следует учесть, что осадки этой свиты изучены в 40 чаще всего неполных разрезах. Не исключено, что при большем количестве полных разрезов количественные соотношения литогенетических типов окажутся иными.

По ахтарандинской свите достоверная информация весьма скудна из-за небольшого количества вскрытых и изученных разрезов, поэтому анализ количественного расчленения литогенетических типов здесь не дается. Укажем лишь на незначительную роль в разрезе свиты пирокластических образований. Что же касается алаkitской толщи, она в подавляющем числе разрезов сложена главным образом туфобрекчиями, туфами, туффитами с редкими прослоями терригенных отложений, представленных преимущественно XI - XIII литогенетическими типами.

В Ботуобинском районе нами пока проанализированы разрезы только по 14 скважинам, в основном по Курунг-Юряхскому и прилегающим участкам.

В лапчанской свите преобладает V литогенетический тип, подчиненное значение имеют XVI, II и VII, остальные (VIII, X, XII, XIII, XV, XVII, XX и XXI) встречаются в единичных случаях.

Нижнеботуобинская подсвита характеризуется преобладанием XV литогенетического типа, подчиненную роль играют типы V, XIV, XVI и XVII, I, III, IV, VII, X, XI, XII, XIII и XIX.

Верхнеботуобинская подсвита включает главным образом литогенетические типы V, IX, XII, XV и XIX при подчиненной роли IV, VI, VII, XI, XIII, XIV, XVII, спорадически отмечаются III, X, XIV, XIX, VIII и XV.

В боруллойской свите преобладают XV, XX, XIII, XV и XIX. Подчиненное значение имеют IX и XVII. В единичных случаях встречаются I, II, V, VI, XI и XVI.

Из табл. 39 следует, что определенным литогенетическим типам соответствуют определенные фации. При этом один и тот же литогенетический тип может характеризоваться одной или несколькими фациями.

В табл. 40 показано распределение фаций, макрофаций в каждой формации каждого стратиграфического подразделения. Особенностью распределения фаций по вертикали является закономерная смена макрофаций снизу вверх по разрезу циклов, подциклов и макроритмов (свит, подсвит и ритмопачек) в следующем порядке: равнинных речек или рек - пляжей и подвижного мелководья пресноводных бассейнов - пойм - проточных озер - зарастающих озер - торфяных болот (периодически заливающихся или слабо увлажненных). Нередко базальные горизонты конекской и лапчанской свит, а иногда и ботуобинской начинаются осадками макрофаций склонов, временных и постоянных небольших водотоков. Максимальные концентрации минералов-спутников приурочены именно к этим макрофациям, а также к макрофациям равнинных речек (Айхальский район и Курунг-Юряхский участок). В Айхальском районе к названным макрофациям приурочены минералы-спутники оптимальной сохранности.

В табл. 41 показаны минеральные ассоциации в осадках различных формаций и субформаций.

## РУДОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

При разработке теории рудоносных осадочных коллекторов и критериев прогнозирования месторождений и, особенно, погребенных под толщей более молодых пород мы исходим из следующих предпосылок. Формированию россыпей в осадочных коллекторах на Сибирской платформе (как и вообще на платформах) обязательно предшествовали этапы мобилизации вещества, высвобождения россыпного полезного минерала от механических связей с материнской породой путем глубокого физического или химического выветривания и формирования рыхлого элювия на коренном источнике /Трофимов, 1967; Файнштейн, 1962, 1974а, б/. В платформенном россыпеобразовании мы исключаем возможность формирования россыпей путем механического истирания коренных материнских пород и минералов источника питания.

Рассмотрим предпосылки этапности россыпеобразования: выветривание, перенос, седиментацию и постседиментационные изменения.

### ВЫВЕТРИВАНИЕ

Максимальное разрушение исходных пород происходит в коре выветривания. Под термином "кора выветривания" понимаются продукты физико-химического разрушения горных пород при воздействии атмосферы, гидросферы и биосферы. Комплекс остаточных, смещенных и перемещенных продуктов выветривания, пространственно связанных с элювием, назван формацией коры выветривания. Таким образом, к формации кор выветривания можно отнести элювий, делювий, пролювий (осадки логов и временных водотоков) и аллювий небольших постоянных водотоков (до 5, а иногда до 10 км). Следовательно, термин "формация коры выветривания" мы употребляем в том смысле, какой вложен в него И.И. Гинзбургом /1963/. Кроме формации коры выветривания, выделяются эпохи выветривания. Последнее представляет собой этап в геологической истории данного региона, когда вследствие благоприятных климатических и тектонических условий происходило мощное, преимущественно химическое выветривание, а также накопление вторично измененных продуктов на материнских породах, их размыв, формирование кор выветривания и осадочных толщ целиком из переотложенных продуктов. Выветривание разной интенсивности, образование кор химического и физического выветривания различных типов происходило всегда и повсеместно, но только в переломные моменты геологической истории того или иного региона, в эпохи мощных и длительных континентальных перерывов, в благоприятных климатических и тектоноландшафтных условиях формируются мощные коры выветривания, а их размыв приводит к образованию толщ смещенных, перемещенных и переотложенных продуктов выветривания. Именно эти эпохи и есть эпохи выветривания.

Эпохи выветривания в истории Земли - явление сравнительно редкое и поэтому, на наш взгляд, неправы исследователи, выделяющие десятки эпох выветривания в пределах одной эры или периода. Отдельные эпохи выветрива-

ния имели глобальный характер или же господствовали на одном или нескольких континентах. В частности, к таким эпохам относятся мел-палеогеновая, триас-раинейурская и некоторые эпохи в протерозое.

Россыпеобразование начинается с мобилизации полезного вещества, т.е. с освобождения россыпных минералов от механических связей с материнской породой. Еще два-три десятилетия назад среди геологов бытовало мнение о том, что главными факторами мобилизации россыпных минералов являлись физическое выветривание, механическое разрушение и истирание продуктивных материнских пород в процессе денудации областей питания, на путях миграции от источника питания к областям аккумуляции. В литературе имеются высказывания, что россыпные месторождения образуются в основном в результате физического выветривания, но и химическое выветривание имеет огромное значение /Билибин, 1938; Рухин, 1969/. В настоящее время вряд ли у кого вызывает сомнение ведущая роль выветривания вообще и химического в частности в мобилизации полезных минералов, их подготовке к выносу и формированию россыпей различных генетических и возрастных типов.

Процессы физического и химического выветривания действуют в совокупной взаимозависимости и взаимосвязи. Но их роль в отдельные эпохи россыпеобразования и в различных тектоноландшафтных и климатических зонах неравнозначна. В горных областях ведущая роль принадлежала и принадлежит физическому выветриванию с подчиненной ролью химического, а при холмистом, низкогорном рельефе и на равнинах господствуют процессы химического выветривания. В эпохи теплого влажного или переменного-влажного климата на платформах преобладающее значение в россыпеобразовании имело химическое выветривание, а в аридном и полуаридном климате — процессы физической дезинтеграции продуктивных материнских пород и т.д.

В табл. 42 приведены составы продуктов разрушения наиболее распространенных типов горных пород (гранитоидов, средних и основных эффузивов, ряда осадочных пород). Процессы химического выветривания существенно меняют количественные соотношения как между породообразующими, так и акцессорными минералами.

В табл. 43 дана схема распределения реликтовых минералов в профиле кислого, каолинового выветривания, обычно развитого на гранитоидах, песчаных и глинистых породах. Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что в рассматриваемом профиле компоненты россыпей (касситерит, монацит, лейкоксен, ильменит, циркон и др.) концентрируются в верхних частях профиля коры выветривания. Таким образом, при формировании элювия наблюдается естественное обогащение устойчивыми минералами той части профиля, которая эродируется и переходит в шлейфовые осадки в первую очередь.

В профиле выветривания щелочного, монтмориллонитового типа по данным И.И. Гинзбурга /1947/ и других выделяются несколько горизонтов (снизу вверх).

1. Зона дресвы (дезинтеграции), в которой сохраняются все минералы исходной породы; следы разложения наблюдаются в минералах группы серпентина и пироксенах.

2. Зона сильно разложенных пород (монтмориллонитизации и каолинитизации); в ней снизу вверх исчезают пироксены, основные и средние плагиоклазы, амфиболы, магнетит, хлориты, сфен и апатит.

3. Зона охр, в которой можно обнаружить хлориты, единичные зерна серицита, альбита, эпидота, сфена, апатита, актинолита, реже пироксенов, амфиболов. Достаточно устойчивы здесь гранаты, алмазы и др.

Сравнивая ассоциации реликтовых и новообразованных минералов профилей кислых и основных пород, следует отметить прежде всего различный ми-

Таблица 42

Минералогический состав продуктов разрушения пород – источников рудных компонентов /Казанский, 1983; и др./

Породы	Минералы	
	породообразующие	акцессорные
Граниты, гранодиориты, ортогнейсы	Кварц, микроклин, ортоклаз, кислые плагиоклазы, мусковит	Циркон, сфен, апатит, биотит, гранаты
Ультраосновные, основные и средние эффузивы	Основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы, обломки основной массы эффузивов	Хлориты, минералы группы эпидота, магнетит, гранаты, алмазы
Осадочные породы (песчаники, алевролиты, глины и др.)	Кварц, микроклин, кислые плагиоклазы, обломки пород, слюды	Циркон, рутил, гранаты, турмалины, сфен, амфиболы
Известняки и доломиты	Обломки карбонатных пород, кальцит, доломит, обломки кремнистых стяжений	Циркон, магнетит, ильменит, лейкоксен, алмазы

Таблица 43

Схема устойчивости минералов в профиле выветривания каолинового типа /Казанский, 1983/

Зона выветривания по преобладающим продуктам	Группа устойчивости	Ассоциации реликтовых минералов
Охр и окислов	V	Реликты циркона, рутила, турмалина, кварца, графит
Каолинистая	IV	Рутил, анатаз, касситерит, монацит, турмалин, лейкоксен, графит, кварц со следами растворения, циркон, малакон, ильменит, корунд (?), дистен (?)
Гидросланюди- каолинистая	III	Дистен, ставролит, силлиманит, алмадин, микроклин, андалузит и минералы IV группы
	II	Мусковит, сфен, эпидот, цоизит, пеннин, клинохлор, тремолит, актинолит, ортоклаз, кислые плагиоклазы, эгирин, апатит (?), биотит (?) и минералы III-IV групп
Гидросланюдистая и дезинтеграции	I	Обыкновенная роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, магнетит, биотит, авгит, диопсид, нефелин, железистые хлориты, глауконит, вулканическое стекло, органическое вещество, сульфиды железа и минералы II-IV групп

нералогический состав исходного материала, что обуславливает различный характер минералогических преобразований. Видимо, при оценке степени изменения исходного субстрата ключом для сравнения являются одинаковые комплексы реликтовых минералов, присутствующие в профилях разного типа. Такими индикаторами могут быть пироксены, амфиболы, полевые шпаты, эпидоты, магнетит, апатит и хлориты.

При сравнении табл. 42, 43 обнаруживается, что перечисленные выше минералы в профиле выветривания кислых пород разрушаются уже в нижней зоне, где формируется дресва и начинается образование глинистых минералов. Исключение составляет эпидот, который прослеживается до каолиновой зоны для профиля, развитого на основных и ультраосновных породах. Указанная выше ассоциация прослеживается до зоны охристых пород, что может свидетельствовать о более медленном формировании верхних зон выветривания в профиле, развитом на породах кислого типа.

Эпохи выветривания представляют собой относительно редкие в геологической истории периоды и характеризовали собой определенный, но не единственный тип континентальных перерывов. Эпохи выветривания всегда были и эпохами континентальных перерывов, но не все эпохи континентальных перерывов есть эпохи выветривания. Кроме того, большинство эпох континентальных перерывов характеризуется господством физического выветривания и подчиненным значением химического. Следует также учитывать, что не все "зрелые" осадки являются продуктами непосредственного переотложения кор химического выветривания и коррелятивны им. И наконец, формирование кор выветривания различной "зрелости" предшествовало начальному этапу накопления "зрелых" осадков в областях питания и последующей аккумуляции, а затем, в некоторых случаях, продолжалась на всем протяжении эпохи первичного осадконакопления зрелых пород.

Различаются несколько типов терригенных осадочных пород высокой "зрелости".

1. Породы, сложенные первичными высокозрелыми продуктами химического выветривания изверженных, метаморфических, вулканогенно- и нормально-осадочных пород, характеризующихся низкой степенью зрелости.

2. Породы, сложенные продуктами химического выветривания или размыва, и переотложения более древних высокозрелых нормально-осадочных пород или более древних кор химического выветривания.

3. Осадки, сложенные обломками устойчивых к химическому выветриванию и механическому износу пород и минералов, претерпели длительный и многократный перемыв, перенос и переотложение в бассейновых условиях. При этом все неустойчивые компоненты превратились в глины, илы, алевролиты, тонкий песок и были вынесены на более далекие расстояния, чем крупнозернистые и грубообломочные устойчивые породы и минералы. Состав таких пород мало чем отличается от состава пород высокой зрелости, но к химическому выветриванию они никакого отношения не имеют.

Среди пород, сложенных первичными "высокозрелыми" продуктами химического выветривания, также различаются три типа.

1. Породы, сформировавшиеся за счет глубокого первичного преобразования минерального вещества самых разнообразных материнских пород на значительных площадях. Области развития таких пород на определенных стратиграфических уровнях охватывают крупные регионы и даже континенты.

2. Породы высокой "зрелости", сформировавшиеся на локальных участках в результате подугольного химического выветривания или глубокого преобразования минерального вещества в процессе син-, диагенеза и других вторичных наложенных процессов (каолиновые глины под угольными пластами,

диагенетические сидеритолиты, болотные железные руды, вторичные монтмориллонитовые глины и т.д.).

3. Осадки высокой "зрелости", залегающие среди нормально-осадочных пород низкой зрелости в виде делювиальных шлейфов, оползневых образований и т.д., имеющих обычно малые мощности и распространенных по площади локально.

Итак, только первый тип пород, сложенных продуктами глубокого первичного химического преобразования минерального вещества, развитых на значительных площадях, имеющих региональное или глобальное развитие на одном и том же стратиграфическом уровне, может служить индикатором эпох господствующего химического выветривания.

В некоторых случаях в эпохи химического выветривания зрелые породы формировались не только за счет материнских изверженных метаморфических и незрелых осадочных пород, но и за счет выщелачивания более древних нормально-осадочных, представляющих собой переотложенные продукты химического преобразования минерального вещества в более ранние эпохи выветривания.

Только остаточные и переотложенные продукты глубокого химического преобразования минерального вещества пород самого разного возраста и состава, залегающие на одном и том же стратиграфическом уровне, имеющие региональное, а нередко и глобальное площадное распространение (мел - палеоген, триас - ранняя юра), являются образованиями эпох химического выветривания.

Исходя из этого, в осадочном чехле Сибирской платформы мы выделяем следующие эпохи господствующего химического выветривания: послерифейскую - досреднедевонскую, среднеордовикскую, послевержнедевонскую - досреднекарбонную, посленижнетриасовую - дораннеюрскую, мел-палеогеновую.

Как и везде, корообразования на Сибирской платформе являются одновременно эпохами мобилизации полезных минералов, первичного россыпеобразования, формирования осадочных коллекторов ближайшего переноса.

Формированию россыпных месторождений должна обязательно предшествовать эпоха химического выветривания. В периоды преимущественно физического выветривания могут формироваться элювиально-делювиальные, пролювиальные и аллювиальные россыпи коротких водотоков сравнительно небольшого масштаба.

В эпохи выветривания на рудоносных коренных источниках идет освождение полезных минералов от механических связей с вмещающими продуктивными породами. При этом, в одних случаях, мобилизация полезных минералов происходит главным образом путем преобразования материнских пород в рыхлую массу, без уменьшения объема рудного компонента и без остаточного обогащения (алмазонасные коры выветривания на кимберлитах, ильменитоносные коры на траппах).

В других же случаях мобилизация рудного вещества происходит путем выщелачивания карбонатного и другого непродуктивного компонента материнских пород, сопровождающегося выносом значительных масс безрудного вещества, сокращением объема вмещающего материала и значительным остаточным обогащением (редкометальные и апатитоносные коры выветривания карбонатитов, россыпи кварцевых песков). При этом в обоих случаях не происходит каких-либо значительных преобразований морфологии и состава полезных минералов.

Итак, процессы корообразования играют решающую роль в платформенном россыпеобразовании, в том числе и в формировании древних и современных осадочных коллекторов алмазов. Этап мобилизации алмазов и минералов

спутников, этап их подготовки к размыву и дальнейшей миграции сводятся, по существу, к процессу дезинтеграции кимберлитов, их разрыхлению до такого состояния элювия, при котором подавляющая масса алмазов и минералов-спутников высвобождается от механических связей с цементированным их материнским материалом. При этом содержание алмазов и минералов-спутников в элювии такое же, как и в невыветрелых кимберлитах из-за почти полного отсутствия процессов выноса непродуктивных продуктов выветривания, вмещающих алмазы и минералы-спутники, т.е. обогащения элювия на кимберлитах практически не происходит. Более того, в случае поступления с бортов непродуктивного делювиального материала и смешивания его с алмазоносным элювием всегда происходит его разубоживание.

## **ПЕРЕНОС МАТЕРИАЛА В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ УСЛОВИЯХ**

В континентальных условиях существуют три типа среды переноса (воздушная, водная и ледовая). Для каждой из них существуют несколько вариантов характера движения частиц. Так, для воздушной и ледовой сред характерны поступательное, прерывистое или устойчивое перемещение воздушных масс, а для водной — прерывистое и устойчивое поступательное и колебательное. Кроме того, условиям воздушной и водной сред свойственны перемещения частиц в стабильных обстановках. В табл. 44 показаны варианты зональности при перемещении осадочного материала в разных средах и при различных типах движения.

В прибрежно-морских условиях выделяются четыре субзоны: пляжевая, лагун, приливной равнины и эстуариев. Для анализа формирования коллекторов наибольшее внимание заслуживает пляжевая область. Она включает элементы рельефа пляжа и водную среду, обуславливающую перемещение терригенного материала. В этой субзоне его динамика определяется воздействием волн и компенсационных течений. Различаются несколько участков с определенным типом движения обломков /Седиментология, 1980/: 1) смыва, 2) поступательных волн (бурунов), 3) разрушения волн и 4) осцилляционных волн. В участке смыва водная среда заканчивает свое движение в сторону берега и скатывается вниз по склону берегового вала. При этом она перемещает часть обломочного материала в сторону отмели. Если волны идут под углом к береговой линии, то происходит перемещение частиц вдоль побережья.

Участок поступательных волн совпадает с пляжевой площадкой, существующей между склоном пляжа и отмелью. Волны в этой части обладают ударным действием. Кроме того, здесь характерно появление берегового течения, которое определяет направление перемещения частиц. На участке разрушения волн терригенный материал переносится как перекачиванием, так и во взвеси в сторону берега. Областям действия осцилляционных волн свойственно движение обломочного материала как в сторону берега, так и от него. Отмечена прямая связь между объемами перемещенного материала, высотой волн и их периодами. Между первым показателем, глубиной и наклоном дна связь обратная.

Катастрофические волны разрушают классическое строение пляжа. Под их воздействием песчаный материал может переходить во взвешенное состояние и перемещаться с нижнего пляжа в верхнюю часть склона.

Области приливной равнины, лагун и эстуариев в данной работе не рассматриваются, так как обстановки седиментации в них не являются благоприятными для формирования терригенных коллекторов.



Таблица 44

Схема типизации зон и субзон при различных сочетаниях сред и характере их движений /Казанский, 1983/

Тип среды	Преобладающий характер движения среды			
	статический	прерывисто- поступательный	устойчиво- поступательный	колебательный
Воздушная	Гравитационная зона		Эоловая зона	-
Водная	Водно-гравитационная субзона	Проллювиальная зона	Речная зона	Прибрежно-озерная субзона
Ледовая	-		Ледниковая зона	-

Применительно к формированию коллекторов при миграции отмечается размыв продуктивных кор выветривания и перенос полезных минералов в области аккумуляции путем их линейного и плоскостного перемещения по склонам, локальный перенос временными и постоянными водотоками в прилежащие депрессии и формирование элювиально-делювиальных, делювиальных, пролювиальных (ложковых) и аллювиальных россыпей коротких постоянных водотоков. Этот этап формирования россыпей во внутреннем поле платформы практически совмещен во времени и пространстве с конечным этапом первичного россыпеобразования – аккумуляцией полезного вещества на склонах и дне локальных депрессий, прилежащих к коренному источнику. Именно на этом этапе формируются первичные осадочные коллекторы алмазов.

В дальнейшем происходит размыв алмазоносных первичных коллекторов, многократный переувлажнение продуктивного материала и его вынос в аллювий постоянных водотоков и далее в пресноводные и морские бассейны.

Древние осадочные коллекторы – это терригенные отложения дочетвертичного возраста, вмещающие россыпные месторождения или проявления, в том числе и алмазов, и содержащие минералы-спутники, если алмазы еще в них не установлены.

На Сибирской платформе известны древние осадочные коллекторы алмазов карбонового, пермского, триасового, юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста. В отложениях раннего карбона имеются лишь единичные зерна пиропов кимберлитового типа, а в аллювии водотоков, их дренирующих, – алмазы. В более молодых осадочных коллекторах всех возрастов, начиная со среднего карбона и до неогена включительно, во многих алмазоносных районах центральной и северной частей Сибирской платформы встречены россыпные проявления алмазов и минералов-спутников, а на юге платформы наряду с алмазами – лишь пиропы кимберлитового типа.

Известно, что древние россыпные месторождения алмазов отмечаются в раннелайсовых отложениях центральной части Сибирской платформы, а также в толще пород, датируемых карбоном. Примечательно, что на юге платформы среди отложений раннелайсового возраста известны промышленные россыпные месторождения титана (траппового ильменита), а в раннекайнозойских осадках – редких металлов и апатита.

Среди всего многообразия осадочных коллекторов выделяются коллекторы континентального и морского генезиса. Главным объектом наших исследований являются наиболее изученные осадочные коллекторы континентального генезиса, в которых обнаружены россыпные месторождения минералов. Среди них нами выделяются осадочные коллекторы и, соответственно, россыпные месторождения и проявления ближайшего, ближнего и дальнего переноса обломочного материала, минералов-спутников и др.

Расстояние 3-5 км от источника питания для осадочных коллекторов ближайшего переноса установлено на примере современных ложковых и рэтлейасовых россыпей алмазов в Якутии, а также ильменита в Иркутской области. Наибольшая дистанция (6-30 км) транспортировки обнаружена для осадочных коллекторов ближнего переноса на примере одной аллювиальной россыпи алмазов в современной речной долине.

Для коллекторов Дальнего переноса расстояние более 30 км установлено во многих современных алмазоносных реках. Максимальная протяженность разноса алмазов характерна для отдельных шлейфовых рядов.

В каждой названной группе четко обособляются первичные и вторичные осадочные коллекторы. Под первичным осадочным коллектором мы понимаем отложения, в которые алмазы и минералы-спутники поступали непосредственно из коренного источника (независимо от того, есть ли дополнительный боковой привнос, или он отсутствует). Под вторичными подразумеваются такие осадки, в которые алмазы и минералы-спутники поступали за счет размыва и переотложения более древних алмазоносных отложений. Каждый из этих генетических типов обладает рядом отличительных признаков, позволяющих опознавать их в полевых и камерально-лабораторных условиях.

Первичные осадочные коллекторы ближайшего переноса характеризуются следующими признаками:

сложены они, как правило, образованиями кор химического или физического выветривания, т.е. только материалом различных стадий химического или физического выветривания кимберлитов и вмещающих пород и продуктами их смещения, перемещения, перемыва и ближайшего переотложения;

в составе обломочного материала почти полностью отсутствуют экзотические неустойчивые породы, т.е. породы, не участвующие в строении данного района или рудного поля, или же их роль невелика;

среди обломков пород преобладают либо только терригенно-карбонатные, карбонатные или терригенные породы нижнего палеозоя и реже кимберлитов - в случае, если коллектор сложен продуктами формации кор физического выветривания, или же кварцево-кремнистыми породами - если коллекторы сложены продуктами формации кор химического выветривания;

цемент заполнения в последнем случае представлен часто песчанистыми каолинистыми или монтмориллонитовыми глинами; песок в примесях - кварцевый;

тяжелая фракция включает преимущественно устойчивые минералы, входившие в состав тяжелой фракции только местных материнских пород, являющихся вмещающими для кимберлитов в момент их внедрения;

высокие коэффициенты мономинеральности и устойчивости;

наличие всего комплекса минералов-спутников: высокохромистого ма- локальцевого пиропса, пикроильменита, хромшпинелидов, а также алмазов оптимальной размерности и хорошей сохранности, присущих кимберлитам данного алмазоносного района или данного рудного поля, т.е. обладающих всеми бла-

гоприятными первичными признаками, выявленными Н.В. Соболевым /1964, 1971/, Н.Н. Сарсадских /1974/ и А.Д. Харьковим /1978/;

налегание непосредственно на породы нижнего палеозоя, служащие или могущие служить вмещающими породами для кимберлитовых тел;

преобладание элювиальных, делювиальных, пролювиальных и аллювиальных (коротких водотоков) генетических типов;

преобладание фаций древних плоских водоразделов и их склонов, лугов и русел коротких временных и постоянных водотоков.

Типичным примером первичных осадочных коллекторов ближайшего переноса являются россыпи триас-раннеюрского возраста в иреляхской (укугутской ?) свите Мирнинского рудного поля.

Вторичные осадочные коллекторы ближайшего переноса обладают теми же признаками, что и первичные коллекторы, так как формируются за счет их местного перемыва и переотложения, но могут залегать не только на породах нижнего палеозоя, но и на кимберлитах и на первичных осадочных коллекторах, являющихся для них материнскими.

Вторичные коллекторы ближнего и, особенно, дальнего переноса залегают и могут залегать как непосредственно на нижнепалеозойских породах, так и на породах любого возраста моложе нижнего силура и формироваться за счет их длительного и многократного перемыва.

Вторичные осадочные коллекторы дальнего переноса характеризуются полимиктовым, граувакковым, а нередко и олигомиктовым породным и минеральным составом обломочного материала и цемента заполнения, низкими значениями коэффициентов мономинеральности и устойчивости, высокой степенью сортировки, значительной ролью экзотического материала, преобладанием бассейновых фаций или фаций многорукавных речных систем значительной протяженности. Как правило, вторичные осадочные коллекторы дальнего переноса характеризуются наличием алмазов разного размера, все возрастающей ролью осколков и почти полной утратой минералов-спутников или же сильной изношенностью очень мелких зерен пироба.

Первичные и вторичные осадочные коллекторы ближайшего и ближнего переноса являются и могут являться вместилищем остаточных россыпей, россыпей шлейфов разноса и вторичнообогащенных россыпей.

Степень алмазности осадочных коллекторов ближайшего переноса — надежный индикатор степени алмазности коренных источников.

Древние россыпи шлейфов разноса известны и, вероятнее всего, могут быть обнаружены только в древних первичных коллекторах ближайшего и ближнего переноса, небольшие — во вторичных коллекторах ближайшего переноса.

Осадочные коллекторы дальнего переноса могут быть вместилищем россыпей лишь вторично обогащенного типа, как связанных с определенным кимберлитовым полем, так и оторванных от коренных источников.

Как уже упоминалось ранее, наиболее благоприятными эпохами формирования континентальных первичных осадочных коллекторов алмазов ближайшего переноса являются среднекарбовая и, главным образом, позднетриасовая — раннеюрская, возможно, мел-палеогеновая.

Первичные и территориально сопряженные с ними вторичные осадочные коллекторы ближайшего переноса, как правило, залегают и могут залегать в эрозионно-тектонических, эрозионно-карстовых и другого генезиса локальных депрессиях и ложбинах глубиной в десятки метров, причем наиболее перспективны участки склонов этих депрессий, прилежащие к сопряженным с ними ло-

кальным поднятиям, в пределах которых располагаются и могут располагаться коренные источники алмазов. Отмечается наибольшее обогащение алмазами в наиболее грубообломочных фациях основных ритмов, сложенных галечно-гравийно-песчано-глинистыми осадками.

Одна и та же толща, на одном и том же стратиграфическом уровне, на одних участках может являться первичным осадочным коллектором, а на других — вторичным. Например, там, где иреляхская свита раннеюрского возраста налегает на породы нижнего палеозоя у кимберлитовых трубок или на самих кимберлитах, она является первичным коллектором, а там, где налегает на осадки карбона, несущие минералы-спутники, и размывает кору их выветривания, является вторичным коллектором.

Отложения одного и того же возраста на одних участках могут быть отложениями ближайшего, на других — ближнего, а иногда и дальнего переноса. Так, например, осадки нижнего лейаса, залегающие непосредственно на одной из кимберлитовых трубок и частично размывшие кору ее выветривания, являются первичным коллектором ближайшего переноса. На участках, прилегающих к другой трубке, отложения того же возраста становятся вторичными коллекторами ближайшего переноса, а на правобережье Мал. Ботубобии, выше устья р. Ирелях, обнажающиеся в борту ее долины полимиктовые конгломераты нижнего лейаса являются коллектором дальнего переноса или же просто захороняющей толщей.

Из всех известных на Сибирской платформе древних осадочных коллекторов алмазов и минералов-спутников наиболее надежны для локального прогнозирования и поисков погребенных месторождений алмазов пока осадки триас-раннеюрского и среднекарбонového возраста.

Прогнозирование и поиски потребных коренных месторождений по ореолам рассеяния алмазов и минералов-спутников эффективны только в том случае, если в момент начала накопления самых древних осадочных коллекторов в данном районе или на данном участке кимберлиты выходили на дневную поверхность на положительных формах рельефа, при благоприятных условиях дренажа, обеспечивавшего необходимую глубину среза, размыв и вынос продуктов выветривания в прилегающие депрессии или же в русле водотока. В Якутии такими осадочными коллекторами являются отложения позднего триаса — ранней юры (иреляхская свита), среднего карбона (конекская и лапчанская свиты) и, возможно, мел-палеогена. Именно отложения этого возраста, вероятнее всего, есть первичные осадочные коллекторы ближайшего переноса.

Объектами крупномасштабного прогнозирования и поисков погребенных и связанных с ними россыпных месторождений алмазов должны стать следующие рудоносные уровни:

позднедевонский — досреднекарбонový, среднекарбонový, позднетриасовый — раннелейасовый, мел-палеогеновый.

Все отложения моложе среднего карбона, рэт-лейаса и мел-палеогена — почти всегда вторичные коллекторы дальнего переноса, захороняющие как коренные источники, так и осадочные коллекторы ближайшего переноса, и поэтому они не могут быть объектами эффективного прогнозирования и поисков погребенных коренных и россыпных месторождений по ореолам рассеяния в них алмазов и минералов-спутников.

Таким образом, основная задача средне-крупномасштабного прогнозирования и поисков погребенных коренных и древних россыпных месторождений по ореолам рассеяния алмазов и минералов-спутникам — выявление и картирование континентальных первичных и вторичных осадочных коллекторов ближайшего переноса мел-палеогенового — позднетриасового — раннеюрского и среднекарбонového возраста, содержащих минералы-спутники оптимальной

размерности, хорошей сохранности (от механического износа) и высоких концентраций, выполняющих эрозионные, эрозионно-тектонические и эрозионно-карстовые депрессии и ложбины, а также прилежащие к ним локальные поднятия, на поверхности и склонах которых должны в таких случаях располагаться коренные источники (кимберлиты).

Переходя к геотипному районированию, уточним некоторые термины.

Под геотипным районом (участком) мы понимаем такой район (участок), который характеризуется геологическим строением, историей развития и характером минерации, отличающимися от строения, истории развития и характера минерации других районов и участков.

По аналогии с терминами "стратотип", "литотип" и т.п. мы в дальнейшем для краткости будем именовать такие геотипные районы (участки) термином "геотип".

В исследованном регионе выделяются следующие геотипы.

**I. Северо-Ботубинский.** Этот геотип характеризуется тем, что на породах нижнего палеозоя (нижнего - среднего ордовика и верхнего кембрия) непосредственно залегают терригенные отложения карбона и перми. Обширные поля, сложенные осадками верхнего палеозоя, перекрыты траппами, пирокластическими отложениями триаса и терригенными породами рэт-лейаса и лейаса. Траппы интродуцируют также и отложения верхнего палеозоя, образуя в них на разных уровнях мощные силлы и лакколитоподобные тела. Среди полей сплошного развития отложений верхнего палеозоя и более молодых перекрывающих их пород спорадически выделяются участки, сложенные выходящими на дневную поверхность породами нижнего палеозоя. Мощность захороняющих отложений варьирует от нуля - первых десятков метров до 100-200 м.

**II. Алакит-Мархинский.** На кимберлитовых трубках и на породах нижнего силура, среднего и нижнего ордовика залегают терригенные отложения верхнего палеозоя, перекрытые пирокластическими отложениями триаса и покровами траппов. Последние интродуцируют также отложения нижнего палеозоя, карбона, перми и пермотриаса, образуя среди них силлы, залежи и секущие тела.

Верхнепалеозойские отложения ложатся на кимберлитовые тела и вмещающие породы различными горизонтами среднего и верхнего карбона, а местами и различными горизонтами перми. Имеются случаи, когда на кимберлитах и породах нижнего палеозоя непосредственно залегают траппы. Характерно полное отсутствие трапповых тел в глубоких горизонтах осадочного чехла на глубине более 150 м. Породы, вмещающие кимберлиты и "плотик", подстилающий осадочные коллекторы, сложены в одних случаях карбонатными отложениями силура, а в других - терригенно-карбонатными осадками кыллвской ( $O_{2+3}^{kl}$ ) и сохсолохской ( $O_1^{ss}$ ) свит ордовика.

В пределах данного геотипа четко обособляются следующие геотипные участки.

**A.** Кимберлитовые тела и породы нижнего палеозоя, непосредственно перекрытые траппами, осадочными, вулканогенно-осадочными породами карбона, перми, пермотриаса, прорванных и бронированных траппами, только осадками пермокарбонатового возраста, осадочными породами среднекарбонатового возраста.

**B.** Кимберлиты и вмещающие их породы выходят на дневную поверхность на локальных участках, среди закрытых площадей.

**III. Удачинский.** Кимберлитовые тела выходят на дневную поверхность. Вмещающие породы представлены терригенно-карбонатными породами верхнего кембрия или раннего ордовика. Четко выражены ореолы рассеяния алмазов

и минералов-спутников в элювии, делювии, пролювии и аллювии современных водотоков. Древние осадочные коллекторы алмазов отсутствуют.

Система литолого-палеогеологических прогнозно-поисковых критериев включает геолого-стратиграфические, литологические, минералогические, литолого-фациальные, палеогеологические и палеогеографические комплексы.

Каждый из этих комплексов в полном своем объеме или в какой-то части был известен и ранее. Отдельно они использовались в различных вариациях при прогнозировании. Однако до сих пор не выявлен весь комплекс палеогеологических прогнозно-поисковых критериев в полном объеме, взаимосвязи и взаимовлиянии, т.е. то, что превращает комплекс критериев, их простую сумму в систему критериев.

Но и система палеогеологических критериев сама по себе, без взаимодействия и взаимосвязи с системами магматических, структурно-тектонических, минералогических, геофизических, геохимических и других критериев может дать лишь ограниченный эффект.

Ниже рассмотрим каждый комплекс критериев и всю систему литолого-палеогеологических критериев в их взаимодействии и взаимосвязи.

Комплекс геолого-стратиграфических критериев. Общеизвестно, что все коренные месторождения связаны с кимберлитами среднепалеозойского возраста, а точнее возраст их определяется как поздний девон ( $D_3^3$ ). Следовательно, осадочные коллекторы алмазов не могут быть древнее турне.

Все известные коренные месторождения расположены среди пород палеозойского докола моложе среднего кембрия и древнее верхнего силура. Этот возраст пород, вмещающих кимберлиты с промышленными концентрациями, установлен для месторождений, погребенных под отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и под траппами, и для выходящих на дневную поверхность.

Самыми древними первичными, а местами и вторичными осадочными коллекторами ближайшего переноса на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, в частности в пределах Алаakit-Мархинского рудного поля, являются отложения конекской свиты. При этом наиболее продуктивная часть разреза — подошвенные и приподошвенные его части, охватывающие примерно первую нижнюю четверть.

Верхние три четверти разреза свиты фактически являются осадками, захороняющими почти все кимберлитовые тела. Более того, значительная часть одной из трубок перекрыта даже "базальным" горизонтом конекской свиты.

На локальных участках, где на породах нижнего палеозоя непосредственно залегают отложения нижеайхальской подсвиты, их подошвенные горизонты могут быть как первичными, так и вторичными осадочными коллекторами ближайшего или ближнего переноса.

В целом же верхнеайхальская подсвита, ахтарандинская, боруллойская свиты и алаkitская толща являются образованиями, захороняющими кимберлиты. И хотя они несут в себе иногда минералы-спутники и алмазы, быть первичными осадочными коллекторами ближайшего переноса почти не могут, если даже залегают на породах нижнего палеозоя и на кимберлитах.

На восточном борту Тунгусской синеклизы в пределах Мало-Ботуобинского района самые древние первичные и вторичные осадочные коллекторы ближайшего переноса — отложения лапчанской свиты, особенно ее подошвенные части. Все остальные осадки, слагающие ботуобинскую и боруллойскую свиты, юрскую толщу и пирокластические образования пермотриаса, являются отложениями захороняющими, практически малопродуктивными и чаще всего непродуктивными или коллекторами дальнего переноса.

На основании вышеизложенного ясно, что индикаторами близости кимберлитового тела и степени его алмазоносности могут служить подошвенные и приподошвенные отложения конекской и лапчанской свит и их стратиграфические и генетические аналоги. Лишь в определенных условиях (о чем речь ниже) на локальных участках прогнозно-поисковый интерес представляют "базальные" горизонты ботубинской свиты.

Из данных гл. III следует, что наиболее благоприятным литологическим типом отложений для накоплений минералов-спутников и алмазов являются конгломераты, конглобрекчи, брекчи, песчаники с примесью гальки, гравелиты а также песчаники с примесью гравия. Менее благоприятны песчаники без гальки и гравия, алевролиты и другие мелкоземистые осадки, кроме глин. При этом оптимальным условием для перечисленных литологических типов осадков является их низкая степень сортировки. Хорошая и идеальная сортировка — негативный фактор.

Наиболее благоприятны, с позиции прогнозирования и поисков коренных месторождений, грубообломочные породы, сложенные дресвой, щебенкой и слабоокатанной галькой и гравием пород нижнепалеозойского цоколя, вмещающих кимберлиты. Если осадочный коллектор представляет собой перестроженные продукты глубокого химического выветривания, то обломочный материал для подошвенных и приподошвенных горизонтов представлен преимущественно галькой кварцитов, кремней и кремнистых пород всех генераций (конекская свита).

В Мало-Ботубинском районе в "базальных" горизонтах лапчанской свиты в обломочном материале преобладают кремнистые породы нижнего палеозоя, кремни, низкотемпературный кварц всех генераций и редко кислые эффузивы и кварциты.

Источником кремней и низкотемпературных кварцевых минералов являются основные эффузивы девонского возраста, а источником кислых эффузивов, кварцитов и высокотемпературных кварцевых минералов ("гранитный" серый и темно-серый кварц и жильный белый кварц) — вероятнее всего, конгломераты и гравелиты раннего карбона.

Не исключено, что пестроцветные коровые образования с устойчивыми кимберлитовыми минералами, лишенные пикроильменита, залегающие в ложбине, погребенной на глубине 60–100 м в одном из районов Якутии, представляют собой полностью выветрелые морские осадки раннего карбона. Иначе трудно объяснить присутствие в остаточной коре выветривания изношенных алмазов и пиропов. В обломочном материале этих отложений наблюдается весь набор пород, имеющихся в валунах и гальках "базальных" горизонтов лапчанской и даже ботубинской свит.

Характерная особенность осадочных коллекторов лапчанского и конекского возраста, особенно их подошвенных горизонтов, — высокие коэффициенты мономинеральности и зрелость осадков.

Наиболее благоприятны для накопления алмазов и минералов-спутников грубообломочные отложения, в которых преобладают глинистый цемент преимущественно каолинитового или монтмориллонитового состава. Такой состав глинистого вещества — отличительная черта осадочных коллекторов лапчанской, конекской и иреляхской свит, их возрастных и генетических аналогов (например, трошковской свиты Иркутского угленосного бассейна). Возможны случаи, когда "базальный" горизонт осадочного коллектора сложен переслаиванием глин или глинистых сланцев и песчаников с алмазами и минералами-спутниками оптимальной размерности, сохранности (от механического износа) и в заметных концентрациях. В частности, такую картину мы наблюдаем в районе одной из трубок в верховьях р. Мархи и на южной окраине раннейейасовой



россыпи в Мало-Ботубинском поле. В последнем случае алмазы наблюдались вмьтыми в каолиновую глину остаточной коры выветривания глинисто-карбонатных пород позднего кембрия (илгинская свита). На этом же участке в глину вмьты крупные пиропы и пикроильмениты.

Комплекс минералогических критериев разрабатывался и разрабатывается многими исследователями, в частности Н.Н. Сарсадским, А.Д. Харьковым, Н.В. Соболевым, З.В. Бортошинским, Л.Н. Зиминым, А.А. Панкратовым, Е.Д. Черным, В.П. Афанасьевым, Ю.П. Беликом и др. Результаты исследований всех перечисленных ученых и производственников обобщены в работах А.Д. Харькина. Ниже приведем основные минералогические критерии без их детальной расшифровки, данной в монографии А.Д. Харькина /1978/.

Известно положение о том, что минералами-спутниками алмаза являются пироп, пикроильменит, хромит, хромдиопсид, магнезиальный оливин (форстерит), флогопит и серпентин. Но главные из них - пироп и пикроильменит. Хромит и хромшпинелиды могут служить в качестве индикатора материала кимберлитового генезиса, если они в шлихе присутствуют в заметных количествах и совместно с пиропом и пикроильменитом. Значительное содержание в шлихах оливина, серпентина и флогопита (а пластинки флогопита нередко фракционируются в шлихе) свидетельствует о близости коренного источника (первые сотни метров, но не далее 1-3 км). Наиболее надежными критериями близости коренного источника алмазов кимберлитового типа являются увеличение количества и размерности зерен пироба и пикроильменита, а также систематическое улучшение степени их сохранности (от механического износа), схема которой приведена в табл. 45.

А.Д. Харьков указывает, что количество и крупность пироба и пикроильменита не всегда могут использоваться в качестве индикатора близости кимберлитового тела. Иногда в данном коренном источнике вообще мало пироба и пикроильменита и, естественно, что даже вблизи трубки их содержание в шлихах может быть невысоким. Но все равно тенденция к повышению количества этих минералов по мере приближения к трубке будет увеличиваться относительно участков, более удаленных от коренного источника. Что же касается крупности пироба и пикроильменита, то в процессе глубокого химического выветривания происходят растрескивание зерен, преобразование их морфологических свойств и состава и даже полное их уничтожение. Многочисленные трещиноватые кристаллы распадаются на мелкие угловатые осколки.

При использовании критерия количественного соотношения минералов-спутников алмаза (пироба и пикроильменита) следует учитывать, что их содержание в кимберлитах варьирует в самых широких пределах. А.Д. Харьков по суммарному их количеству делит кимберлитовые породы на VI групп: I - с исключительно высоким содержанием (более 2%); II - с очень высоким (от 1 - до 2%); III - высоким (от 0,5 до 1%); IV - средним (от 0,1 до 0,5%); V - низким (от 0,01 до 0,1%); VI - исключительно низким (от редких знаков до 0,01%). Каждая группа делится на две подгруппы: с преобладанием пикроильменита над пиропом и с обратным соотношением этих минералов" /Харьков, 1978, с. 24/.

Н.В. Соболев /1971/, Н.Н. Сарсадских /1971/ и А.Д. Харьков /1978/ установили, что пиробы с содержаниями  $Cr_2O_3$  выше 5-6%, с пониженной кальциевостью и железистостью являются надежными индикаторами алмазности материнских кимберлитовых пород. Высокохромистые хромшпинелиды ( $Cr_2O_3$  более 60%) также свидетельствуют о продуктивности материнской породы.

Показателем алмазности коренного источника может служить и ко-

Таблица 45

Классификация минералов-спутников по степени износа при транспортировке (по А.Д. Харькову /1978/)

Класс	Сохранность	Минералы и их признаки			Дальность переноса, км
		Пироп	Пикроильменит	Другие минералы	
I	Очень хорошая	Целые зерна, обломки, свежие сколы, трещиноватые зерна, трещины залечены кальцитом и серпентином, поверхность тонкошероховатая, бархатистая с невысокими бугорками и расплывчатыми ямками; редкие зерна с келифитовой каймой; включения хромдиопсида, хромита, псевдоморфоз по оливину; серпентиновые примазки	Целые и поврежденные зерна; поверхность микробугорчатая; лейкоксеновые оторочки; серпентиновые примазки; включения перовскита, анатаза, реже сульфидов	Идиоморфные пластинки и чешуйки флогопита, продукты его замещения	0,2-0,6
II	Хорошая	Целые и дробленые зерна без следов механического износа; поверхность тонкошероховатая, бархатистая, единичные "кратерные" скульптуры; трещинные зерна отсутствуют, включения других минералов-спутников I группы отсутствуют или встречаются редко, II группы распространены шире	Целые и дробленые зерна со слабо выраженными следами механического износа; первичная поверхность составляет на зернах 50-70%; бугорчатая, шиповидная поверхности, вершинки бугорков и шипов сглажены, появляются плоские площадки	Редко флогопит и продукты его замещения	0,6-5
III	Средняя	Преобладают обломки, первичные поверхности занимают небольшие площади; преобладают вторичные сколы; механическая обработка - отполированные площадки с блестящей поверхностью, выбоины, выщербины	Целые зерна и обломки, наиболее выступающие части зерен сглажены; лейкоксеновая оболочка (первичная поверхность минерала) сохраняется только в углублениях	Отсутствуют	5-15
IV	Плохая	Обломки без первичной поверхности, редко с реликтами, много выбоин, углы и ребра сглажены; поверхность тонкошероховатая, матовая, иногда отполированная	Зерна почти лишены первичной поверхности, изометрично-овальные, неправильные со сглаженными углами и ребрами	Отсутствуют	15-40
V	Очень плохая	Мелкие (до 1 мм в диаметре), хорошо отсортированные и окатанные; поверхности гладкие, иногда зеркальные, при больших увеличениях шероховатые, "ворсистые"; вместе пироп и пикроильменит встречаются редко		Отсутствуют	Многие десятки

личество густо окрашенных пиропов (фиолетово-красного, лилового, малинового цвета). Но следует при этом учитывать, что густо окрашенные пиропы устойчивее в процессе диагенеза и гипергенеза, чем оранжевые, оранжево-красные и т.д. Пикроильменит — минерал, более устойчивый к химическому выветриванию, чем пироп, но менее устойчивый к механическому воздействию. О близости кимберлитового тела свидетельствуют сростки пироба с хромшпинелидом и хромитом, пикроильменитом, примазки серпентина и келифитовая оболочка на пиробах.

А.Д. Харьков считает, что "индикаторными признаками гранатов ультраосновного парагенезиса алмазной ассоциации являются: малиновый цвет, повышенный показатель преломления (обычно  $n_g - 1,752$ ), низкое значение параметра элементарной ячейки (ниже  $11,53 \cdot 10^{-10}$  м)". Далее А.Д. Харьков пишет, что "наиболее надежным критерием при определении дальности транспортировки минералов-спутников является степень механической обработки зерен. Во всех случаях установлено, что по мере удаления от коренного источника истираются первичная (магматогенная) поверхность и геоскульптуры, которые формируются под воздействием магматической среды (микрошероховатость, бархатистость, микробугорчатость, бородавчатость, шиповидные выступы), уничтожаются трещиноватые зерна, сглаживаются углы и ребра первичных сколов зерен пироба и пикроильменита. По мере удаления от коренного источника уничтожаются зерна пикроильменита агрегатного строения и зональные зерна пироба. Признаком удаленности от коренного источника являются частая встречаемость на зернах пироба цирковидных, кратерных, серповидных впадин (выбоин), их контуры вследствие истирания расплываются, становятся нечеткими" /Харьков, 1978, с. 71, 125/.

Но при анализе степени механического износа минералов-спутников и дальности переноса необходимо учитывать степень твердости (абразивную "силу") зерен и обломков вмещающих осадков и степень гидродинамической энергии палеоводотоков и водоемов.

Резюмируя все сказанное, можно сделать следующий вывод. На современной стадии изученности минералогии алмазоносных коренных пород и осадочных коллекторов можно с определенной уверенностью считать наиболее надежным индикатором близости алмазоносного кимберлитового тела ореолы повышенных концентраций и крупности высокохромистых — низкокальциевых густо окрашенных пиропов и пикроильменитов сохранности I—III классов, а также увеличение содержания хромитов, оливина (форстерита), хромдиопсида, серпентина, флогопита и продуктов их вторичного изменения в осадочных коллекторах ближайшего переноса верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Генетические типы осадков, благоприятные для накопления алмазов и минералов-спутников в оптимальных их количествах, размерностях и степени сохранности, представлены элювием, делювием, пролювием и аллювием коротких постоянных водотоков.

Комплекс фациальных критериев. Среди них надежными индикаторами близости коренного источника, при всех прочих равных условиях, служат и могут служить фации речных водоразделов и междуречий, их отложенных склонов, логов и коротких речных долин и русел коротких постоянных водотоков (протяженностью не более первых двух-трех десятков километров)

Комплекс палеогеологических критериев. Ранее было показано, что внедрение кимберлитов в границах одного тела происходило и могло происходить по нескольким каналам, которые на современном срезе фиксируются в качестве самостоятельных кимберлитовых трубок. Эта закономерность может быть использована в качестве одного из надежных палеогеологических критериев, формулируемого следующим образом.

Если под захороняющими толщами обнаружено кимберлитовое тело (трубка, дайка, жила), то вблизи него, на расстоянии от первых десятков — нескольких сотен метров до двух—трех и даже пяти километров возможно нахождение еще других кимберлитовых тел. При этом если кимберлиты известного тела содержат промышленные концентрации алмазов, то и прогнозируемые тела будут, скорее всего, иметь промышленные содержания.

Вокруг некоторых кимберлитовых тел трапповые интрузии образуют кольцеобразное окаймление или как бы "трапповый воротник" или "окно" в траппах. При этом трапповые интрузии образуют почти изолированные друг от друга лакколитоподобные тела, каждое из которых питается из своего канала, жерла или трещины (вулканоструктуры).

Пока еще нечетко, но уже в первом приближении вырисовывается второй палеогеологический критерий, который может быть сформулирован примерно так: на бортах Тунгусской синеклизы в зоне сочленения со склонами антеклиз, внутри "воротника" трапповых лакколитоподобных интрузий (в "окне"), может располагаться одно или несколько кимберлитовых тел. Но это не значит, что внутри каждой такой палеоструктуры, внутри каждого такого "воротника" обязательно должны располагаться кимберлитовые тела. Этот прогноз-поисковый критерий может применяться лишь в сочетании с другими критериями и только на бортах Тунгусской синеклизы, в частности на восточном и северо-восточном.

Все кимберлитовые поля расположены в пределах конседиментационных поднятий, плоских брахиантиклиналей с пологими крыльями. В частности, Алакит-Мархинское кимберлитовое поле — на Чукукском поднятии, возобновляющемся в момент внедрения кимберлитов, во время формирования конекской свиты и в послепермско-триасовое время.

Палеогеологическим критерием ограниченного использования при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов является наличие кимберлитового отторженца. В тех случаях, когда известен отторженец и не известна кимберлитовая трубка, в которой траппы разрушили головную часть, материнское кимберлитовое тело должно быть на участке, где под траппами, залегающими на породах нижнего палеозоя и имеющими максимальную мощность, фиксируется депрессия, "выпаханная" трапповой интрузией, по своей глубине соответствующая мощности отторженца, а по площади — примерно размерам последнего. При этом материнское тело должно располагаться с той стороны траппового "воротника", где фиксируются максимальные мощности интрузии в теле нижнепалеозойских пород.

Одним из надежных палеогеологических критериев является глубина конседиментационного среза на момент формирования первичного осадочного коллектора ближайшего переноса; чем больше глубина среза, при всех прочих благоприятных условиях, тем выше перспективы алмазоносности отложений, слагающих этот коллектор, чем меньше глубина среза, тем ниже эти перспективы.

Комплекс палеогеографических критериев. Как и на современном срезе, на момент формирования подошвенных и приподошвенных отложений первичных осадочных коллекторов ближайшего переноса кимберлитовые тела в большинстве своем располагались на возвышенностях и их склонах и реже на дне речных долин и в тальвеге русел водотоков. При всех прочих благоприятных факторах индикатором близости коренного источника алмазов являются ландшафты плоских водоразделов (локальные реликты эрозионно-денудационных равнин) и их отлогих склонов с неглубоко врезанными логами, речные долины и русла коротких равнинных водотоков в условиях теп-

лового и гумидного климата, с периодической сменой сухих и ливневых сезонов с высокими многоводными паводками.

Как правило, кимберлитовый материал и обломки пород, вмещающих кимберлитовые тела, перемещались в прилежащие к возвышенностям ложбины и депрессии по второстепенным (местным), а не по главным, магистральным направлениям, по которым доставлялась большая часть "экзотического" обломочного материала наряду с продуктами разных стадий выветривания местных пород.

На участках, где кимберлитовые тела перекрыты первичным осадочным коллектором ближайшего переноса в момент образования его подошвенного слоя, происходили местный размыв и перемыв продуктов выветривания кимберлитов, их переотложение с продуктами совместного разрушения местных вмещающих пород и осадков, принесенных из-за пределов магистральными водотоками.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Сибирской платформе при крупномасштабном прогнозировании (крупнее 1:200 000) под детальные поиски могут быть выделены в качестве перспективных на выявление погребенных месторождений – и главным образом скренных – только локальные площади, обязательно характеризующиеся набором благоприятных рудоконтролирующих палеогеологических признаков, т.е. системой палеогеологических прогнозно-поисковых критериев.

1. Район располагается в пределах участка земли, характеризующегося глубиной залегания "гидротермального" слоя 250–300 км, отсутствием или выклиниванием астеносферы, мощностью земной коры 43–50 км, осадочного чехла 1,5–4 км и захороняющих кимберлиты толщ не более 200 м.

2. Район сложен породами моложе среднего кембрия и древнее раннего карбона. Предпочтительнее площади, сложенные осадками верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура. Глубина эрозионно-денудационного среза с момента внедрения кимберлитов не должна превышать 800 м.

3. В пределах прогнозируемой площади палеорельеф поверхности нижнепалеозойского цоколя, реконструированный на начало формирования самого древнего в районе осадочного коллектора, соответствует слабо расчлененной низменной эрозионно-денудационной равнине с амплитудой высоты отметок не более 150 м, в депрессиях и ложбинах которой залегают конгломераты (галечники), гравелиты (гравийники), песчаники (пески с галькой) среднего карбона (конекская и лапчанская свиты) и их стратиграфические и генетические аналоги.

4. Наиболее благоприятны грубообломочные отложения осадочных коллекторов этого возраста для прогнозирования, поисков по ним потребных коренных месторождений, если цемент заполнения представлен глиной преимущественно каолинитового или монтмориллонитового состава, а обломочный материал – низкой степенью сортировки, высокими коэффициентами минеральности и устойчивости в осадках коллектора преимущественно кремнисто-кварцевого состава (продукты глубокого химического выветривания) либо обломочным материалом, состоящим преимущественно из местных терригенно-карбонатных, карбонатных, глинисто-терригенных и кремнисто-карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя (продукты преимущественно физического выветривания). Эти осадки представлены элювиально-делювиальными, пролювиальными (временных водотоков) и аллювиальными (постоянных коротких водотоков) генетическими типами и, наконец, фациями плоских водоразделов, их пологих склонов, логов, долин ручьев и небольших речек с низкой гидродинамической энергией, питающихся местным обломочным материалом с прилежащих возвышенностей и экзотическим – за счет привноса по магистральным направлениям сноса из-за пределов прогнозируемой площади.

5. Характерной палеогеографической особенностью описываемых первичных осадочных коллекторов является их образование в условиях теплого,

умеренно теплого (лапчанская и конекская свиты) климата со сменой ливневых и сухих сезонов, высоких паводков, затоплявших не только поймы, но и террасированные части бортов долин. Конекская и лапчанская свиты сложены осадками, претерпевшими интенсивное химическое выветривание, и содержат глинистое вещество высокой и очень высокой зрелости. Для выделения конекской и лапчанской свит и корреляции их по площади наряду с другими признаками могут использоваться геохимические параметры глинистого вещества и его минеральный состав.

В конекское и лапчанское время существовали континентальные, а в лапчанское еще и прибрежные и прибрежно-морские обстановки осадконакопления. В моменты трансгрессивного развития режима седиментации в прибрежных и прибрежно-морских обстановках могло происходить обогащение осадков устойчивыми к выветриванию компонентами. Отложения образовались при гумидном климате с периодами аридизации.

6. Осадки, характеризующиеся названными признаками, обязательно содержат пироп и пикроильменит размером 1-3 мм и более в визуально заметных количествах. Благоприятны пиропы густо окрашенные (лиловые, фиолетовые, малиновые, винно-красные), высокохромистые и низкокальциевые и высокохромистые пикроильмениты I-II класса, повышенное количество хромита, оливина (форстерита), хромдиоксида, серпентина, флогопита, обломков кимберлита, а также псевдоморфоз монтмориллонита по серпентину и хлорита по флогопиту (кимберлитового генезиса).



- Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформы и его эволюция. - Новосибирск: Наука, 1971. - 149 с.
- Акульшина Е.П. Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам. - В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9-37.
- Акульшина Е.П. Эволюция условий выветривания и осадконакопления в рифее и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 101-125.
- Акульшина Е.П. Эволюция физико-химических условий выветривания в рифее и фанерозое (по данным изучения глинистого вещества). - В кн.: Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 12-19.
- Акульшина Е.П. О климатах позднего палеозоя в Тунгусском бассейне. - В кн.: Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 1983, с. 57.
- Алмазные месторождения Якутии. /Бобринев А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 527 с.
- Алмазоносные россыпи Западной Якутии/Рожков И.С., Михалев Г.Н., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.Я. - М.: Наука, 1967. - 280 с.
- Андреева Е.М. Параллелизация верхнепалеозойских угленосных отложений Тунгусского, Минусинского и Кузнецкого бассейнов по данным спорово-пыльцевого анализа. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 24. Стратиграф. и палеонтол. СССР, 1960, с. 89-99.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I. Докембрийский, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды/ Ред. Е.М. Келлер, Н.Н. Предтеченский. - М.: изд. Всесоюз. аэрогеол. треста МГ СССР, 1968. 52 карты.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. II. Девонский, каменноугольный и пермский периоды/ Ред. В.Д. Наливкин, В.М. Певзнер. - М.: изд. Всесоюз. аэрогеол. треста МГ СССР, 1969. 65 карт.
- Афанасьев В.П. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород. - В кн.: Минерагенез зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980, с. 45-54.
- Афанасьев В.П., Хмелевский В.А., Белик Ю.П. Морфология и основные закономерности растворения пиропов из кимберлитов и родственных им пород. - Минерал. сборник, 1982, вып. 1, № 36, с. 82-89.
- Баранов В.К., Горелова С.Г., Сухов С.В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений бассейна р. Курейки. - Тр. Томск. ун-та, 1974, т. 232, с. 68-73.
- Бгатов В.И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. - Тр. СНИИГГиМСа, 1973, вып. 147, 249 с.
- Бетехтина О.А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. - Новосибирск: Наука, 1974. - 151 с.
- Бетехтина О.А. Верхнепалеозойские неморские двустворки Сибири и Казахстана. - М.: Наука, 1966. - 220 с.
- Бетехтина О.А. Ассоциации лагунных и пресноводных пелелицев из верхнепалеозойских угленосных отложений Сибири. - В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 233-240.
- Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Ядренкин В.Т. К стратиграфии угленосных верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. - Тр. СНИИГГиМСа, 1974, вып. 188. 69 с.
- Биккенин В.Т., Рожков Г.Ф. Критический обзор генетических диаграмм в гранулометрии. - Литология и полез. ископаемые, 1982, № 6, с. 3-14.

- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. - М.: ОНТИ, 1938. - 505 с.
- Ботвинкина Д.Н. К вопросу о связи речных отложений и угольного пласта с трансгрессией и регрессией. - Бкл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. XXIII, вып. 1, с. 97-105.
- Ботвинкина Д.Н. Слоистость осадочных пород. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 542 с.
- Ботвинкина Д.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. - М.: Наука; 1965. - 259 с.
- Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. - Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1984.
- Будников В.И. Структурно-фациальные зоны верхнепалеозойской угленосной формации Тунгусской синеклизы. - Геология и геофизика, 1968, № 7, с. 119-126.
- Будников В.И. Циклостратиграфический метод - основа выделения циклов и проведение многоплановой корреляции разрезов верхнепалеозойской угленосной формации Сибири. - В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 93-101.
- Будников В.И. Седиментационные циклы - подразделения унифицированных стратиграфических схем. - В кн.: Проблемы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 53-60.
- Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. - М.: Недра, 1976, - 135 с.
- Будников В.И., Баранов В.К. Литология и фации верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. - М.: Недра, 1971. - 85 с.
- Бурков Ю.К. Основные химические рубежи литосферы. - В кн.: Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978, с. 5-8.
- Васильева М.Н., Прокопчук Б.И. О находках морских моллюсков в верхнем палеозое северо-востока Тунгусской синеклизы. - Докл. АН СССР, 1975, т. 223, с. 425-426.
- Выветривание и литогенез/ Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И. и др. - М.: Недра, 1969. - 455 с.
- Вишер Г. Физическая характеристика аллювиальных отложений. - В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 11-128.
- Вельцан И.А. Фациальные особенности и цикличность угленосных отложений Кузбасса. - В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Л.: Гос-топтехиздат, 1959, с. 118-139.
- Георгиев В.М. Методика исследования поверхностных микроструктур кластического кварца в осадках при помощи сканирующего электронного микроскопа. - Литология и полезные ископаемые, 1982, № 6, с. 37-48.
- Гинзбург И.И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. - Тр. ИГН АН СССР. Сер. минер. геохим., 1947, вып. 31, с. 192.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. - В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 71-101.
- Глушницкий О.Т. Условия осадконакопления в девоне на северо-западе Сибирской платформы (в связи с поисками осадочных полезных ископаемых). Автореф. канд. дис. - М., 1971. - 23 с.
- Горещий Ю.К., Калмыков Н.Г. С поисках бокситов и огнеупорных пород типа флинтклей в палеозойских угленосных отложениях Сибирской платформы. - Сов. геология, 1960, № 3, с. 89-99.
- Грайзер М.И., Ульмасвай Ф.С. Палеогеография западной части Сибирской платформы в нижнекаменноугольное время. - Бкл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. XIII, с. 92-107.
- Гутова Т.Н., Рябей Э.Б. Палинологическая характеристика верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Тунгусского бассейна. - В кн.: Палинология Сибири. М.: Наука, 1966, с. 41-50.
- Давыдов Ю.В., Мишин В.М., Шамшина Э.А. Коры выветривания Етоубинского района. - В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 86-108.
- Дубатов В.Н., Спасский Н.Я. Стратиграфический и географический обзор девонских корраллов СССР. - М.: Наука, 1964. - 140 с.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькин А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по циркону. - Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175-179.

- Дюпина Г.В. Акритархи терригенных отложений нижней перми среднего Урала. - В кн.: Верхнепалеозойские терригенные отложения Урала. Свердловск, 1970, с. 47-60.
- Жемчужников Ю.А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. - Тр. ИГН АН СССР. Угольная сер., 1947, вып. 90, № 2, с. 7-18.
- Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 1, с. 36-42.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы. - Геология и геофизика, 1981а, № 5, с. 38-45.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов перетотления кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы. - Геология и геофизика, 1981б, № 8, с. 22-29.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Структурно-генетические типы монтмориллонитов в алмазоносных верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Западной Якутии. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 113-121.
- Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Ягншев Б.С. Древняя кора выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя в бассейне р. Мал. Ботубии. - В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1978а, с. 34-39.
- Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А., Котельников Д.Д. Глинистые минералы в древних алмазоносных отложениях. - В кн.: Минералогический сборник Львовского университета, 1979, вып. 1, № 33, с. 62-71.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Ильинский В.М. и др. Особенности состава глинистых образований верхнепалеозойских и мезозойских терригенных толщ Мало-Ботубинского алмазоносного района (Западная Якутия). - В кн.: Изучение и использование глин. Труды X пленума Всесоюзной комиссии по изучению и использованию глин. Тюмень: изд. ЗапСибНИГНИ, 1973, с. 103.
- Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Борис Е.И. и др. Коры выветривания бассейна р. Вилкой. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978б, № 8, с. 108-121.
- Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. - Новосибирск: Наука, 1983. - 221 с.
- Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. - М.: Недра, 1980. - 242 с.
- Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом трекв. - Геохимия, 1978, № 7, с. 1004-1014.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенно-минералогического комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 206 с.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Тараненко В.И. Глинистые минералы продуктивных алмазоносных толщ Мало-Ботубинского района (Западная Якутия). - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. XIX, с. 151-152.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. - Л.: Гостоптехиздат, 1957. - 650 с.
- Куликов М.В., Коробков Г.В., Липатова В.А. и др. Пермские морские отложения в бассейне р. Вилкой (Сибирская платформа). - Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 935-938.
- Матухин Р.Г., Меннер В.В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. - Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974. - 128 с.
- Махлина М.Х. Сравнительная характеристика строения московского, касимовского, гжельского и ассельского ярусов верхнего палеозоя Подмоскovie. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 6, с. 3-10.
- Медведева А.М. Стратиграфическое расчленение нижних горизонтов тунгусской серии методом спорово-пыльцевого анализа. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 93 с.
- Мейен С.В. Каменноугольные флоры. - В кн.: Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970, с. 43-110.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Т. 1. - Л.: Недра, 1974, с. 459-597.
- Методы изучения осадочных пород. Т. I, II. - М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Методы электронной микроскопии минералов/Грицаенко Г.С., Звягин Б.Б., Боярская Р.В. и др. - М.: Наука, 1969. - 310 с.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана, алюминия в осадочных породах. - Геохимия, 1960, № 2, с. 149-163.

- Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. - В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 336-351.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. - Л.: Недра, 1965. - 160 с.
- Милло Ж. Геология глин. - Л.: Недра, 1968. - 310 с.
- Михайлов Б.М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. - Л.: Недра, 1978. - 67 с.
- Мишин В.М. Уровни формирования предположительно бокситоносных кор выветривания. - Тр. СНИИГГиМСа, 1971, вып. 126, с. 109-110.
- Момджи Г.С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 44-57.
- Мухина А.М., Ломоносова Т.К. Гидротермальная природа монтмориллонитовых глин бассейна р. Ниж. Тунгуска. - Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 123-128.
- Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). - Новосибирск: Наука, 1977. - 176 с.
- Нейбург М.Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. Палеонтология СССР. Т. XII, ч. 3. - М.: Изд-во АН СССР, 1948. - 342 с.
- Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника СССР, 1959, с. 5-339.
- Павлов С.Ф. Литология верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. Автореф. докт. дис. - Иркутск, 1970. - 50 с.
- Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. - Новосибирск: Наука, 1974. - 170 с.
- Павлов С.Ф., Домьшев В.Н., Ломоносова Т.К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. - М.: Наука, 1968. - 173 с.
- Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени/Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д. и др. - М.: Наука, 1970. - 424 с.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Пермские равнины Приуралья как особая геохимическая и, возможно, палеобиохимическая провинция. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 614-619.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. - М.: Недра, 1981. - 751 с.
- Позднепалеозойский литогенез алмазоносных районов Якутии. - Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. - 202 с.
- Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусской синеклизы/Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н. и др. - Новосибирск: Наука, 1982. - 101 с.
- Рабиханукаева Е.С. Литология отложений ордовика и силура западной части Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1971. - 220 с.
- Рассказова Е.С. Континентальные каменноугольные отложения Тунгусского бассейна. - Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 3, с. 465-468.
- Рассказова Е.С. Ископаемая флора катской свиты Тунгусского бассейна. - Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 67, с. 3-56.
- Ребиндер П.А. Физико-химическая механика. - М.: Знание, 1958. - 64 с.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири 1979 г. Ч. II. Средний и верхний палеозой. - Новосибирск, 1982. - 127 с.
- Рожков И.С. Закономерности размещения россыпей и их коренных источников на территории Якутии. - В кн.: Геология россыпей Якутии. М., 1964, с. 5-43.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. - Геохимия, 1965, № 2, с. 131-155.
- Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1947. - 211 с.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. - Л.: Гостоптехиздат, 1962. - 622 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. - Л.: Недра, 1969. - 704 с.
- Сарсадских Н.Н. Основы эндогенных месторождений алмазов (на примере Сибирской платформы). - В кн.: Основы научного прогноза месторождений ископаемых (материалы к совещанию 14-17 декабря 1971 г.). Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971.
- Сарсадских Н.Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. - Л.: Недра, 1973. - 68 с.

- Седиментология/Традзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.М. - М.: Недра, 1980. - 646 с.
- Селли Р. Введение в седиментологию. - М.: Недра, 1981. - 370 с.
- Сердоченко Д.П. О кристаллохимической роли титана в слюдах. - Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 4, с. 739-742.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. - Л.: Недра, 1967. - 231 с.
- Смирнов А.В., Яриков Г.М. К вопросу методики определения генезиса песчаных отложений по гранулометрическому составу. - Тр. Волгоград. НИИ нефти и газ. пром-сти, 1969, вып. 14, с. 50-66.
- Смит А.Х.В. Условия формирования каменноугольных торфяников. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 52-61.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. - М.: Наука, 1964. - 218 с.
- Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов. - Геология и геофизика, 1971, № 3, с. 70-80.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1. - Л.: Гостоптехиздат, 1958. - 486 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. II. - 574 с.; т. III. - 549 с.
- Тесаков Ю.И., Шпунт Б.Р. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений между речья Оленека и Моркоки (Сибирская платформа). - В кн.: Новые данные по био-стратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, с. 75-85.
- Тимофеев П.П. О причине циклического строения угленосных отложений среднего карбона юго-западной окраины Донбасса. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 2, с. 63-78.
- Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. - М.: Наука, 1969. - 461 с.
- Толстых А.Н. Растительные комплексы из верхнепалеозойских отложений северо-восточной окраины Тунгусской синеклизы. - Тр. ЯФ СО АН СССР, Якутск, 1962, с. 69-72.
- Толстых А.Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. - М.: Наука, 1969. - 124 с.
- Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и геосинклинальных областях. - М.: Недра, 1967. - 299 с.
- Файнштейн Г.Х. Закономерности формирования и размещения алмазных россыпей Западной Якутии. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. IX. Якутск, 1962, с. 41-62.
- Файнштейн Г.Х. Коры выветривания и их роль в россыпном рудообразовании осадочного чехла Сибирской платформы. - В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974а, с. 271-277.
- Файнштейн Г.Х. Древние континентальные осадочные коллекторы, их роль и методы использования при крупномасштабном прогнозировании и поисках алмазных месторождений. - М.: Недра, 1974б.
- Фанерозой Сибири. Т. 1. Венд. Палеозой. - Новосибирск: Наука, 1984. - 190 с.
- Фейрбридж Р.В. Значение известняков и их Са/М-отношения для палеоклиматологии. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 258-309.
- Феофилова А.П. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 5, с. 933-936.
- Феофилова А.П. Значение красноцветных отложений среди угленосных формаций карбона как показателя палеогеографических и климатических изменений. - В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М.: Наука, 1971, с. 35-42.
- Фрадкин Г.С. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности западной части Вилуйской синеклизы. - М.: Наука, 1967. - 204 с.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. - Л.: Недра, 1982. - 158 с.
- Харькив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. - М.: Недра, 1978. - 136 с.
- Чибрикова Е.В. Верхнефаменские растительные микрофоссилии Башкирии и изменение их комплексов в зависимости от литологического состава вмещающих пород. - В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1976, с. 60-64.

- Шамшина Э.А. Кора выветривания на кимберлитовых телах северо-западной части Якутской кимберлитовой провинции. - В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 19-58.
- Шамшина Э.А. Кора выветривания кимберлитовых пород Якутии. - Новосибирск: Наука, 1979. - 150 с.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии. - В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск, 1975, с. 3-29.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Тр. ИГН АН СССР. Сер. минерал. и геохим., 1951, вып. 135. 271 с.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения (распространение, структуры, текстуры). - Л.: Недра, 1969. - 248 с.
- Яншин А.Л. Красноцветные формации. - В кн.: БСЭ. Т. 23. М., 1953, с. 264.
- Biederman M.W. Distinction of shoreline environments in New Jersey.- J. Sediment. Petrol., 1962, v. 32, p. 181-200.
- Claudine L. M. Application de l'exoscopie et de l'endoscopie des quartz a l'etude du paleoenvironnement marin. - Exemple de la marge active du Japon. - C. r. Acad. sci., 1980, N 18, p. 1193-1196.
- Culver S.J., Bull P.A., Campbell S. e.a. Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation.- Sedimentology, 1983, v. 30, N 1, p. 129-136.
- Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. I. Geochemical criteria for differentiating marine and fresh water shales. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, p. 2427-2455.
- Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. II. Application of Geochemical criteria. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, v. 42, N 5, p. 981-997.
- Doornkamp J., Krinsley D. Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. - Sedimentology, 1971, v. 17, p. 89-101.
- Friedman G.M. Dynamic processes and statistical parameters for size-frequency distribution of beach and river sand. - J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, p. 327-354.
- Hamilton W., Krinsley D.H. Late Paleozoic glacial deposits of South Africa and southern Australia. - Geol. Soc. America Bull., 1967, v. 78, N 6, p. 783-800.
- Kaldi J., Krinsley D.H., Lawson D. Experimentally produced aeolian surface textures on quartz sand grains from various environments.- Scann. Electron. Microsc. Study Sediments Symp., Swansea, 1977, Norwich, 1978, p. 272-274.
- Krinsley D.H., Donahye J. Diagenetic surface textures on quartz grains in limestone. - J. Sediment. Petrol., 1968a, v. 38, N 3, p. 859-863.
- Krinsley D.H., Donahye J. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1968b, v. 79, N 6, p. 743-748.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press. Cambridge, 1973. - 91 p.
- Krinsley D.H., McCoy F.W. Significance and origin of surface textures on broken sand grains in deep-sea sediments. - Sedimentology, 1977, v. 24, p. 857-862.
- Krinsley D.H., Takahashi T. The surface textures of sand grains on application of electron microscopy: glaciation. - Science, 1962, v. 138, p. 1262-1264.
- Margolis S.V. Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. - Sed. Geol., 1968, v. 2, N 4, p. 243-256.
- Margolis S.V. Scanning electron microscopy: An improved method for examining quartz sand grain surface features. - Geol. Soc. Amer., Abstracts for 1968. Colorado, 1969:

- Margolis S.V., Krinsley D.H. Submicroscopic frosting on aeolian and subaqueous quartz grains. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, N 12, p. 3395-3406.
- Morton A.C. Surface features of heavy mineral grains from Palaeocene sands of the central North Sea. - Scot. J. Geol., 1979, v. 15, N 4, p. 293-300.
- Mycielska-Dowgiallo E., Krzywoblocka-Laurow R. Typy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcowych piasków Puszczy Kampinoskiej w oparciu o analize w przeswietleniowym i analizujacum microscope elektrownowym. - Roczn. Pol. tow. geol., 1974, t. 44, N 2-3, p. 227-246.
- Nichols G.D., Loring D.H. The Geochemistry of Some British carboniferous sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, v. 26, N 2, p. 181-223.
- Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, N 9, p. 1952-1984.
- Porter J. Electron microscopy of sand surface textures. - J. Sediment. Petrol., 1962, v. 32, p. 124-135.
- Rex R.W., Margolis S.V. Surface features grains from Antarctic continental shelf and deep-sea cores. - Ant. J., 1969, v. 4, p. 168-170.
- Ribault L. L'Exoscopie des Quartz. - Paris Masson, 1977. - 150 p.
- Setlow L.W., Karpovitch R.P. "Glacial" microtextures on quartz and heavy-mineral sand grains from the littoral environment. - J. Sediment. Petrol., 1972, v. 42, N. 4, p. 864-875.
- Stieglitz R.D. Surface textures of quartz and heavy-mineral grains from fresh-water environments: An application of scanning electron microscopy. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, p. 2091-2094.
- Wolfe M.J. An electron microscopy study of the surface texture of sand grains from a basal conglomerate. - Sedimentology, 1967, v. 8, N 3, p. 239-248

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### ОПИСАНИЕ НОВЫХ ВИДОВ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ ИЗ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БОРТА ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КОМПЛЕКСОВ ФАУНЫ

Необходимость такого приложения продиктована двумя причинами: во-первых, тем, что указанные выше особенности палеогеографии восточной части Тунгусской синеклизы в позднем палеозое обусловили своеобразие сообществ организмов как водных акваторий, так и суши. Эти сообщества заметно отличаются по таксономическому составу и тафономии от изохронных сообществ других частей Ангариды. Поэтому мы сочли целесообразным привести изображения наиболее характерных фаунистических ассоциаций, различных стратиграфических уровней и различных экологических группировок, а также описания новых для позднего палеозоя Ангариды одного рода и четырех видов двустворчатых моллюсков, что позволяет расширить наши представления о таксономическом составе позднепалеозойской фауны Ангариды и типах палеоландшафтов. Во-вторых, накопившийся в настоящее время значительный материал по двустворчатым моллюскам из верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы позволяет наметить определенную последовательность в смене ассоциаций в стратиграфическом разрезе верхнего палеозоя этого региона, что может быть использовано для межрегиональной корреляции в пределах Ангариды и уточнения возраста литостратиграфических подразделений верхнего палеозоя в Айхальском и Ботубинском районах. Кроме того, наметились некоторые фаунистические горизонты, которые могут быть использованы как маркирующие при корреляции.

Имеющийся в нашем распоряжении материал насчитывает 400 образцов, отобранных из 50 разрезов по скважинам, расположенным главным образом на территории Айхальского района, и из двух обнажений. Одно из них — на правом берегу р. Моркоки, ниже устья рч. Тегерюк (точка 18062), другое — по рч. Ниж. Вилуйкан (точки 1338/5, 1338/6) (сборы И.П. Попова).

Прежде чем перейти к характеристике конкретного материала, необходимо сделать несколько замечаний общего и методического характера. Следует подчеркнуть, что принадлежность Тунгусской синеклизы к Ангарской биогеографической области, которая отличалась в позднем палеозое преобладанием "бассейновых" и континентальных (часто угленосных) обстановок осадконакопления и присутствием своеобразной ангарской флоры и фауны, отличных от других синхронных флор и фаун, в значительной степени осложняет корреляцию выделенных в восточной части Тунгусской синеклизы стратиграфических подразделений с европейскими стратотипами и установление не только ярусов, но и отделов карбона и перми каменноугольной и пермской систем. Поэтому, приступая к решению этой проблемы, сначала необходимо провести детальное биостратиграфическое расчленение отложений Айхальского и Ботубинского районов и корреляцию их с разрезами других регионов Ангариды, и в том числе с разрезом Кузнецкого бассейна, который является биостратиграфическим эталоном для верхнего палеозоя Ангариды /Решения..., 1982/. В разрезе Кузбасса в настоящее время установлена четкая последователь-



ность в смене ассоциаций фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов. На этом основании выделено 15 биостратиграфических горизонтов, равных по объему литостратиграфическим подразделениям Кузбасса - свитам. Каждый горизонт охарактеризован комплексом органических остатков, представляющим собой обобщенную категорию и отвечающим определенному этапу развития фауны и флоры. Так как выделенные горизонты с большей или меньшей четкостью прослеживаются по всей Ангариде, в разнофациальных разрезах эти биостратиграфические горизонты имеют статус региоуровней. Однако проблема привязки эталонного разреза Ангариды к стандартной шкале каменноугольной системы до сих пор не получила еще окончательного решения. Существует несколько точек зрения /Решения..., 1982; Фанерозой Сибири..., 1984/. Поэтому наиболее важна на данном этапе детальная корреляция отложений исследуемых районов с региоуровнями Ангариды. Возможность таких построений определяется тем, что региоуровни Ангариды подразделяются по неморским двустворкам на лоны или зоны /Фанерозой Сибири..., 1984/. Это позволяет проводить корреляцию на зональном уровне. Установлено, что зоны могут быть двух категорий: 1 - коррелятивные региозоны, которые прослеживаются на значительные расстояния и появляются почти в каждом разрезе, что свидетельствует о широком распространении близких и даже однозначных обстановок осадконакопления. Для неморских двустворок это отвечает моменту максимальной регрессии; 2 - зоны фациальные (взаимозаменяемые), синхронность которых определяется лишь присутствием общих эврифациальных видов. Появление в разрезах таких зон свидетельствует о значительной дифференциации обстановок и для неморских двустворок обусловлено максимумом трансгрессий. Эти общие положения применительно к верхнему палеозою восточной части Тунгусской синеклизы нуждаются еще в некоторых дополнениях.

Рассматривая вопросы биостратиграфии и корреляции отложений этого региона, следует обратить внимание на два очень важных обстоятельства, создающих дополнительные трудности в решении поставленных задач. Во-первых, в отличие от западной окраины Сибирской платформы здесь практически отсутствуют естественные обнажения, где можно было бы проследить последовательность в смене фаунистических и флористических ассоциаций. Возможности построения сводного эталонного разреза весьма ограничены, так как почти всегда различные по составу фаунистические слои пространственно разбросаны и стратиграфические взаимоотношения их определяются неоднозначно. Поэтому возникают существенные трудности в установлении экологических или стратиграфических различий в таксономическом составе ассоциаций. Во-вторых, в восточной части синеклизы мощности позднепалеозойских отложений очень незначительны (метры, первые десятки метров), имеются следы размывов, что позволяет предполагать наличие перерывов и скрытых несогласий.

В результате возможно сближение фаунистических слоев, которые в разрезах других регионов Ангариды разделены значительным интервалом, в разрезах восточного борта могут непосредственно сменять друг друга. Вероятно и переотложение некоторой части органических остатков, причем не только для спор и пыльцы, но и для неморских двустворок при определенном типе их сохранности.

Все перечисленные выше положения были по возможности учтены при биостратиграфическом анализе фаунистических ассоциаций.

Как видно из гл. II, в Айхальском и Ботуобинском районах присутствуют отложения каменноугольного и пермского возраста. Имеющийся в нашем распоряжении материал по неморским двустворкам происходит из нижней половины разреза, датированной в основном карбоном или ранней пермью, и глав-

ным образом из Айхальского района. К сожалению, из отложений, датируемых по спорово-пыльцевым комплексам позднепермскими, двустворчатых моллюсков в нашей коллекции нет. Поэтому верхняя часть разреза не рассматривается. Необходимо лишь отметить, что отсутствие фауны из этой части разреза можно объяснить двумя причинами: случайностью отбора, отсутствием направленных поисков фауны в этих отложениях; особенностью палеоландшафтов в этом регионе в позднепермское время. Известно, что в западной части Тунгусской синеклизы в верхнепермских отложениях встречаются достаточно богатые (многочисленные и разнообразные по составу) захоронения неморских двустворок, которые по таксономическому составу отвечают ассоциациям, характерным для подразделений ильинской и ерунаковской подсерий Кузбасса.

Большая часть этих двустворок – обитатели обширных мелководных, вероятно, пресных водоемов. Реофилы (обитатели текучих вод) встречаются в составе ассоциаций сравнительно редко.

Не исключено, что на восточной окраине Тунгусской синеклизы в поздней перми подобные ландшафты не имели широкого распространения. Значительная примесь туфогенного материала в составе осадков свидетельствует о существовании своеобразных типов обстановок, которые, возможно, были неблагоприятными для обитания позднепермских двустворок.

В нижней половине разреза верхнего палеозоя в Айхальском районе (см. гл. II) выделяются конекская ( $C_2^2$ ) и айхальская ( $C_2^2 - P_1$ ) свиты.

Из отложений, отнесенных по геологическим данным к конекской свите, имеется незначительное количество материала, и достоверность его стратиграфической привязки в ряде случаев не бесспорна. Поэтому самая древняя ассоциация выделяется с некоторой долей условности. Она встречается спорадически и представлена видами различной экологической принадлежности. В одних случаях это *Curvirimula trapeziforma* (Dawer) – наиболее "мористые" виды из неморских двустворок. В других случаях на этом уровне встречены небольшие и средних размеров раковины, относящиеся к родам *Anthraconaia* и *Abakaniella*, большей частью плохой сохранности. Представители указанных родов являются реофилами или обитают в опресненных бассейнах.

В разрезе карбона Кузбасса выделяются в настоящее время 7 зон по неморским двустворкам (см. таблицу). Отложения конекской свиты, содержащие остатки *S. trapeziforma*, могут быть сопоставлены со слоями с *S. trapeziforma*, которые в Кузбассе известны в нижней части мазуровского горизонта по р. Кондоме. Этому не противоречит присутствие в спорово-пыльцевых комплексах из синхронных отложений в конекской свите большого количества бугорчатых спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. Спорадически появляются в отдельных разрезах конекской (?) свиты небольшие *Abakaniella* cf. *globosa* (Tschern.), *A. tungusensis* (Tschern.) или *Anthraconaia* (?) sp. захороняются в виде редко рассеянных или единичных ядер и отпечатков. Иногда на ядрах сохраняются вещество створок и бурый периостракум, но встречаются и тонкие отпечатки типа "следов". Подобный тип сохранения свидетельствует о более опресненных обстановках обитания и захоронения фауны. Возможно, что в конце конекского времени наблюдается опреснение водоемов и увеличение количества реофилов, и эта ассоциация занимает более высокое стратиграфическое положение. Изменение обстановок в течение конекского времени устанавливается и по геохимическим данным. Однако в настоящее время еще нет достаточного материала для однозначного решения вопроса о стратиграфическом взаимоотношении указанных комплексов. Решение этой задачи осложняется тем,



Тунгусская синеклиза

ское месторождение, бассейн р. Тасеева		Айхальский район		Ботубовский район		
Свита	Комплекс фауны	Свита	Подсвита	Свита	Подсвита	
Рыжовская	Мелкие формы группы М	Айзальская	Верхнеайхальская	Ботубовская	Верхнеботубовская	
	Mrassiellina sp.		Mrassiellina elegantula			Mrassiella paucula sp.
	M. cf. plana Bet.		Abiella (?) beloserskiensis			?
	Mrassiella cf. magniforma		Kinerkaella			?
	Chonetes, мелкие формы группы М		pseudobalakhonskiensis			?
Льстывяжская	?	Нижнеайзальская	?	Нижнеботубовская	?	
	Abakaniella tungusensis		Palaeomonceta morkokia			Modiolus sp.
	A. magna		Mrassiellina sp.			Myalina(?) kostomarovi
	A. elongata		Mrassiella minusinica			Praeelpas sp.
	Anthraconaia cf. vulgaris Bet.		M. cf. magniforma			
Муриинская	Молодь Abakaniella и формы группы М	Ковская	Крупные Anthraconaia (?) sp.	Лалчанская	?	
			Mrassiella alternata			?
			M. (?) ampla			?
			Abakaniella tungusensis			Чешуя рыб и конжостраки
			Abakaniella prima			Anthraconaia sp.

жение 2, табл. VI, фиг. 1, 2) и мелких раковин группы М, которые, вероятно, являются либо начальными раковинами рода Abakaniella, либо мелкими формами Abakaniella (?) sp. или первыми мрассиеллами. Фауна захоронена в темном, почти черном углистом алевролите. По таксономическому составу эта ассоциация может соответствовать зоне vulgaris или занимать более высокое положение. Зона vulgaris является регионозой и прослеживается в Кузнецком, Минусинском бассейнах и на юго-западе Тунгусской синеклизы (Кокуйское месторождение). Эта зона отвечает части мазуровского горизонта, имеющей башкирский возраст.

Поэтому находящийся в нашем распоряжении материал по неморским двустворкам позволяет предполагать, что отложения с этим комплексом фауны лучше присоединить к конекской свите (см. таблицу). В айхальской свите может быть выделено еще несколько фаунистических слоев (возможно, зон), отвечающих этапам развития фауны и смене обстановок осадконакопления.

I. Фаунистический слой, где проявляется ассоциация с совместным захоронением крупных раковин, условно относящихся к роду *Anthraconaia*, и небольших раковин *Mrassietta alternata* Vet., *M. magniforma* Rag. (см. приложение 2, табл. VI, фиг. 3, 4). Эта ассоциация аллохтонная и представляет совместное захоронение в прибрежных обстановках обитателей бассейновых фаций (солоновато-водных бассейнов) и реофилов.

Возможно, что эти захоронения свидетельствуют о возрастающей активности текущих вод, что ведет к расширению площади, занятой водоемами, к некоторому обводнению. Однако морских элементов фауны в захоронениях не встречено. Не исключено, что в других разрезах этому уровню могут отвечать захоронения другого тафономического типа, с другим таксономическим составом, однако в настоящее время нет достаточных материалов для однозначного решения этого вопроса. Если уровень с описанной ассоциацией считать основанием айхальской свиты (как это принято в ряде случаев по геологическим данным), то нижние горизонты айхальской свиты следует относить к нижней части алыкаевского горизонта. Почти во всех разрезах Ангариды граница между мазуровским и алыкаевским горизонтами отмечается резким изменением состава фаунистических ассоциаций, что свидетельствует об изменениях палеогеографии. В Кокуйском месторождении выше этого уровня появляются элементы с морской фауной (брахиоподы *Chonetes*), в Кузнецком бассейне — криптогенный род *Kinerkaella*. Только для Минусинского бассейна нет четкой фаунистической характеристики этого уровня (основания белоярской свиты). Основание алыкаевской свиты обычно принимают за нижнюю границу верхнего карбона, однако данные по неморским двустворкам указывают, что нижняя часть алыкаевской свиты скорее отвечает московскому ярусу /Фанерозой Сибири..., 1984/.

II. Фаунистический слой — уровень, на котором появляются отдельные представители алыкаевской фауны: *Kinerkaella* sp., *Angarodon kumassiana* Rag., *Mrassietta magniforma* Rag., *M.* (?). cf. *plana* Vet., *M.* (?) cf. *ampla* (Khalf.). Обычно эти формы захороняются в виде редко рассеянных ядер и отпечатков без вещества створок или образуют ограниченные или рассеянные скопления. Наряду с известными видами встречаются и новые (см. приложение 2, табл. VI, фиг. 5).

Отложения, содержащие эти виды, скорее всего, отвечают второй половине алыкаевского горизонта.

III. Фаунистический слой с очень своеобразной ассоциацией Айхальского района установлен в бассейне р. Моркока (точка 18062) и прослежен в нескольких разрезах по скважинам; близкая по составу ассоциация встречается в юго-западной части Тунгусской синеклизы. Эта ассоциация также является аллохтонной и состоит из очень своеобразных крупных раковин, которые отнесены к новому роду *Palaeomoncetia* (см. приложение 2, табл. III, фиг. 1-5; табл. IV, фиг. 5-7), и мелких раковин группы *M. Palaeomoncetia* — типичные реофилы с массивной раковиной, часто покрытой темным периостракумом.

Они захороняются в виде отдельных раковин, часто с сомкнутыми створками. Изредка образуют ограниченные скопления. Мелкие раковины группы *M* захоронены в виде редко рассеянных скульптурных ядер и отпечатков или образуют ограниченные скопления. Ядра часто покрыты с поверхности тонкой корочкой лучистого кальцита.

Некоторые мелкие раковины являются, вероятно, ювенильными формами *Palaeomoncetia*, но в основном относятся к видам *Mrassiellina* (?) *cf. plana*, *Mrassiella minusinica* Spask., *M. magniforma* Rag., что позволяет считать эту ассоциацию позднекарбовоной.

В этом аллохтонном захоронении также происходит смешение представителей двух экологических ниш: реофилов и обитателей солоновато-водного бассейна. При этом обстановка обитания отличалась, видимо, пониженной кислотностью, так как часто сохранялось вещество раковин.

Присутствие реофилов позволяло предположить, что эта ассоциация занимает более высокое стратиграфическое положение в разрезе верхнего палеозоя Ангариды, чем зона *rhomboidea* в Кузбассе /Фанерозой Сибири..., 1984/. О том же свидетельствует и состав спорово-пыльцевых комплексов, в которых, по определениям Л.Л. Дрягиной и Л.Г. Петерсон, присутствует значительное количество пыльцы кордаитов и спор *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub, что характерно для комплексов алыкаевского горизонта /Решения..., 1982/. Морфологическое сходство захоронений I и III фаунистических слоев, возможно, объясняется неоднократным повторением в течение позднего палеозоя сходных экологических обстановок. Это подтверждается и материалами геохимических исследований, проведенных Е.П. Акульшиной (см. гл. III). Предположение о синхронности ассоциаций I и III фаунистических слоев кажется сомнительным, и требуются дополнительные комплексные исследования.

IV. Фаунистический слой имеет ограниченное распространение и появляется всего в нескольких разрезах. Он представлен характерной ассоциацией из небольших раковин группы *M*, которые захороняются в виде массовых скоплений (см. приложение 2, табл. IV, фиг. 1) или единичных ядер и отпечатков (см. приложение 2, табл. IV, фиг. 3; табл. V, фиг. 1). Обычно раковины покрыты тонкой перламутровой корочкой, что свидетельствует о пониженной кислотности среды обитания. Эта ассоциация занимает в стратиграфическом разрезе самое высокое положение и, вероятно, отвечает верхнеайхальской подсвите. Захоронения автохтонные. Реофилы среди них не обнаружены. Некоторые формы сходны с экземплярами, известными из нарыльковской свиты Минусинского бассейна и бургу克林ской свиты западной части Тунгусской синеклизы (*Kinerkaella pseudobalakhskiensis* Vet., *Abiella* (?) *belosevkiensis* Iv.). Поэтому можно считать, что верхнеайхальская свита отвечает нижней перми.

Следует заметить, что изложенная выше схема стратиграфической последовательности фаунистических ассоциаций является лишь первой моделью и требует уточнений и дополнений. Многие спорные моменты не были, к сожалению, решены. Это объясняется рядом причин: ограниченным количеством материала, плохой его сохранностью, отсутствием привязки к литостратиграфическим подразделениям. Например, спорной остается возрастная принадлежность своеобразной ассоциации фауны из основания разреза 0907 (см. приложение 2, табл. I, фиг. 1-4). Здесь в темном, почти черном алевролите наблюдаются небольшие скопления и единичные отпечатки раковин средних размеров, которые условно отнесены к родам *Abakaniella* (?) и *Mrassiellina* (?) .

В составе этой ассоциации присутствуют мрассиеллины (см. приложение 2, табл. I, фиг. 3), тождественные экземплярам *Mrassiella* sp. из отложений белоярской свиты в Минусинском бассейне. Вид *Abakaniella* (?) *jangotoika* Vet. sp. nov. (см. приложение 2, табл. I, фиг. 2) известен по материалу И.М. Маловецкой из обнажения 847 по рч. Янгото; отложения его Л.Г. Петерсон по спорово-пыльцевым комплексам сопоставляет с верхнекатским горизонтом. Но спорово-пыльцевой комплекс из слоев с

фауной в разрезе 0907 она соотносит с нижнекарпатским или янготойским горизонтом\*.

Имеется еще одна ассоциация, стратиграфическое положение которой требует уточнения. Она представлена главным образом редко рассеянными раковинами *Anthraconaia* (?) cf. *elongata* (Tschern.) (обнажение 1338 рч. Виллойкан, см. приложение 2, табл. I, фиг. 8, 9). Присутствие этого вида, известного из белоярской свиты, позволяет считать ее синхронной ассоциации III фаунистического слоя. Однако нет полной уверенности, что таксономические и тафономические различия между этими ассоциациями только экологические.

Кроме того, в ряде разрезов встречены редко рассеянные захоронения, которые содержат формы, морфологически тождественные видам из нарыльковской свиты Изыгского и Белозерского месторождений Минусинского бассейна, однако по геологической привязке отнесенные к нижней айхальской подсвите. Спорными вопросами общего порядка являются корреляция разрезов Айхальского и Ботубинского районов и положение границы карбона и перми.

Из верхнепалеозойских отложений Ботубинского района в нашем распоряжении имеется очень ограниченное количество материала по неморским двустворкам, что позволяет сделать лишь самые общие сопоставления. Наиболее древняя фаунистическая ассоциация, которая происходит (по геологическим данным) из отложений лапчанской свиты, представлена отпечатками и скульптурными ядрами *Anthraconaia* и *Abakaniella* (?) sp., аналогичными экземплярами из конекской свиты. В отложениях, по геологическим данным относящихся к ботубинской свите, присутствуют формы, которые отнесены к *Abakaniella* (?) sp., *Curvirimula* (?) cf. *elata* (Bet.), *Mras-siella* (?) cf. *romboidea* Khalf. (см. приложение 2, табл. I, фиг. 5-7). Эта ассоциация отвечает алыкаевскому комплексу фауны. Принадлежность нижних горизонтов разреза к карбону подтверждается и Е.П. Акульшиной по геохимическим данным.

Таким образом, возникает альтернатива: либо отложения в этом разрезе не правомерно отнесены по геологическим данным к ботубинской свите, либо ботубинская свита, особенно нижние горизонты, должна быть отнесена к карбону. Особенностью некоторых разрезов Ботубинского района является широкое распространение на определенном стратиграфическом уровне очень своеобразного типа осадков. Они представлены брекчиевидными, пестроцветными, зеленовато-бурыми плохо сортированными терригенными породами, с трещинами усыхания и мелкими карбонатными конкрециями. В них встречаются остатки рыб и мелкая проблематика. Можно предполагать, что подобного типа осадки представляют собой отложения прибрежной части водоема с неустойчивой береговой линией в момент регрессии при значительной аридизации климата. Поэтому при сопоставлении разрезов Айхальского и Ботубинского районов особенно остро ощущается необходимость использования палеогеографического метода корреляции.

Среди верешенных вопросов особое место занимает вопрос о границе между карбоном и пермью в данном районе. Существует общее представление, что начало перми совпадает с двумя важными моментами в истории Земли: 1 - общеклиматическими изменениями, приведшими к усилению как климатической зональности, так и ксерофитности климата по сравнению с климатом позднего карбона; 2 - довольно значительной трансгрессией моря в некото-

---

\* Однако преобладание спор вида *R. psilopterus* (77%) заставляет сомневаться в правильности такого сопоставления.



рых районах. В результате взаимодействия этих двух факторов на рубеже каменноугольного и пермского периодов происходит перестройка биогеографических связей, появляются новые биогеографические провинции и т.д. В пределах Ангариды эти изменения отчетливо проявляются на границе алыкаевского и промежуточного горизонтов, что позволяет считать этот уровень границей карбона и перми /Фанерозой Сибири..., 1984/. Исходя из этого, можно предполагать, что на восточной окраине Тунгусской синеклизы рубежу между карбоном и пермью может соответствовать момент максимальной трансгрессии, во время которой морской бассейн /Решения..., 1982/ проникал в долину рч. Аламджи, разделяя Айхальский и Ботуобинский районы на две ландшафтно-климатические зоны с различным типом осадков и фауны. Однако уровень максимальной трансгрессии может отвечать и верхнему карбону, вернее основанию зоны *pheliciae - kumsassiana* алыкаевского горизонта Кузбасса /Фанерозой Сибири..., 1984/, так как по всей Ангариде на этом уровне наблюдается усиление влияния моря. В южной части Айхальского района влияние этой трансгрессии проявляется в составе фаунистических ассоциаций. В захоронениях появляются остатки усоногих раков, на двустворках трубочки червей *Spirorbis*, представители родов *Myalina*, *Modiolus*, а также брахиопод *Lingula* и своеобразная проблематика.

Следовательно, необходимо с максимальной точностью определить время максимальной трансгрессии в восточной части Тунгусской синеклизы, тем более, что возраст морской фауны из разрезов по рч. Аламджа определяется не однозначно. По нашему мнению, это основание нижней перми, по другим данным /Куликов и др., 1980/ - более молодые отложения.

Имеющиеся в настоящее время материалы по неморским двустворкам позволяют считать, что, во-первых, в течение позднего палеозоя условия седиментации в изученных районах менялись неоднократно. Наблюдалось периодическое расширение бассейновых обстановок с различным геохимическим режимом. Во-вторых, устанавливаются значительное развитие отложений позднего карбона, отвечающее верхней части алыкаевского горизонта, и присутствие нижнепермских отложений. В-третьих, особенности стратомии фаунистических слоев предполагают наличие перерывов местного и регионального значения.

Результатом проведенных исследований является схема расчленения и корреляции верхнего палеозоя Айхальского и Ботуобинского районов и других регионов Ангариды по неморским двустворкам на зональном уровне. Полученные результаты несколько отличаются от изложенных в гл. II построений Е.М. Ващенко и др.

В заключение следует отметить, что неморские двустворки являются чуткими индикаторами обстановок осадконакопления. Они обладают высокой способностью к миграции. Поэтому всякие изменения геохимических параметров окружающей среды отражаются на морфологии, таксономии и тафonomie двустворчатых моллюсков.

Это позволяет надеяться, что комплексное эколого-палеонтологическое и геохимическое изучение верхнего палеозоя восточной части Тунгусской синеклизы поможет успешно решить спорные вопросы стратиграфии и палеогеографии этого региона.



## ОПИСАНИЕ НОВЫХ ВИДОВ\*

СЕМЕЙСТВО ?Abiellidae Starobogatov, 1970

Род Abakaniella Betekhtina, 1966

Abakaniella (?) jangotoika Bet. sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2, 4

Название вида дано по рч. Янгото.

Голотип № 781/2 ИГиГ СО АН СССР, отпечаток левой створки, восточный борт Тунгусской синеклизы, Айхальский район, разрез 0907, гл. 164,4 м, айхальская свита, средний - верхний карбон.

Материал. 10 отпечатков и скульптурных зерен.

Описание. Начальная раковина типа В в примакушечной части выпуклая и часто деформированная. Рост раковины происходит почти в равной мере по L и D, у взрослых форм  $h < L$ . Направление роста несколько меняется на второй стадии. Очертание взрослой формы овально-треугольное. Макушки у взрослых раковин отчетливые, несколько приподняты над замковым краем, повернуты вперед и отстоят от ПК на  $1/3$  l ЗМК. ЗК впереди макушки прямой, но слегка опущен и при соединении с широкоокруглым ПК образует тупой угол. ПК с БК образует единый переднебрюшной край, очерченный плавной дугой. ЗМК позади макушки прямой или слабовыпуклый; слегка опущен и составляет  $1/3$  L. Сопряжение с ЗК типа Ia. ЗК в средней части спрямлен или слабовыпуклый. НЗК округленный. Скульптура концентрическая, достаточно грубая.

Размеры раковин (в мм): L = 15-18, h = 8-23, D = 23, l = 3-4, L = 9,  $\angle \alpha = 25^\circ$ ,  $\angle \beta = 140^\circ$ .

Изменчивость значительная, меняется соотношение L, D, h.

Сравнение. От близких по очертанию Abakaniella (?) tungusensis (Tschern.) отличается большим развитием по L, меньшим по D, более длинной и более опущенной передней ветвью ЗМК.

Характеристика захоронения. В большинстве случаев в виде ограниченных скоплений или отдельных редко рассеянных отпечатков и скульптурных ядер без вещества створок в темно-серых, иногда слегка углистых алевролитах. Сопутствующими являются остатки растений.

Местонахождение и распространение. Обнажения 847 по рч. Янгото, скважины в Айхальском и Ботуобинском районах восточной части Тунгусской синеклизы - нижнейайхальская подсвита и лапчанская свиты, средний - верхний (?) карбон.

\* При описании использованы таксономические признаки, подробно рассмотренные ранее /Бетехтина, 1974/, и уже применявшиеся сокращения /Бетехтина, 1979/: L - длина раковины, h - высота, D - главная диагональ, l - длина замочного края, ЗМК - замочный край, ПК - передний, ЗК - задний, БК - брюшной край раковины, НЗК - нижнезадний к нец.

## СЕМЕЙСТВО Edmondiidae King, 1850

### Род Palaeomoncetia Betekhtina sp. nov.

Название рода дано на основании сходства очертаний раковин с современными Moncetia.

Типовой вид. Palaeomoncetia morkokia, ИГиГ СО АН СССР, северо-восток Тунгусской синеклизы, левый берег р. Моркока, ниже устья рч. Тегерюк, айхальская свита (?), верхний карбон (?).

Диагноз. Начальная раковина типа А (см. приложение 2, табл. II, фиг. 10), выпуклая с высокой приостренной макушкой, с заметным продиссоконхом. В первой стадии роста раковина удлинненно-эллиптическая, достаточно выпуклая со смещенной вперед макушкой. Со второй стадии раковина растет главным образом по L и D. Взрослые раковины крупные, имеют Unio-образное очертание. ЗМК прямой, длинный, тип сопряжения V, макушки приближены к ПК, слегка приостренные, высокие, часто нависающие над ЗК (см. приложение 2, табл. IV, фиг. 6). Скульптура в виде концентрических линий, иногда до грубых складок.

Описание. Раковины обычно крупных или средних размеров (L от 15 до 60 мм, h от 8 до 30 мм), вытянуты по L; Unio-образных очертаний, выпуклые с заметным диагональным возвышением. Макушки высокие, приостренные, направлены вперед и приближены к ПК, нависающие. ЗМК длинный и составляет до  $4/5 L$ . При сопряжении с ЗК образует слабовыпуклый, достаточно четкий  $\angle \beta$  до  $100-140^\circ$ . ЗК слабовыпуклый, обычно в средней части спрямлен. Задний конец короткий, широкоокругленный. БК слабовыпуклый, плавно сопрягается с дугой, очерчивающей короткий передний конец. Начальная раковина типа А очень высокая. В первой стадии роста раковина вытягивается по L и приобретает удлинненно-эллиптическое очертание, напоминая начальную раковину типа Г. Во вторую стадию роста створка развивается по D, затем по L. У некоторых взрослых раковин позади макушки наблюдается щиток. Скульптура концентрическая от тонких валиков, разделенных более рельефными складочками остановок роста, до грубых морщин, особенно у крупных раковин на последних стадиях роста. Створки массивные, часто покрыты коричневым периостракумом.

Сравнение. Представители этого рода по удлинненному очертанию раковин имеют большое морфологическое сходство с некоторыми видами рода Anthraconaia. Однако отличаются типом начальной раковины и типом сопряжения ЗМК и ЗК.

Состав рода. Palaeomoncetia morkokia Bet. sp. nov., P. morkoki f. brevis Bet. sp. nov., P. longissima Bet. sp. nov.

Palaeomoncetia morkokia Bet. sp. nov.

Табл. III, фиг. 1-5

Название дано по р. Моркока.

Голотип. № 781/23 ИГиГ СО АН СССР, неполная раковина, восточный борт Тунгусской синеклизы. Айхальский район, левый берег р. Моркока выше устья рч. Тегерюк, верхний (?) карбон.

Материал. 20 ядер сомкнутых створок и несколько отпечатков.

Описание. Начальная раковина небольшая, типа А, с отчетливым продиссоконхом. В первой стадии створка растет по L, во второй и третьей — по D и L. В зрелой стадии раковины приобретают субтреугольное или эл-

липтическое очертание. Створки выпуклые, максимально – в примакушечной части, наблюдается неотчетливое диагональное возвышение. У взрослых раковин макушки приостренные, выступающие под ЗМК, приближены к ПК. ЗМК прямой длинный ( $3/4 L$ ). Передний конец короткий, уже заднего, широкоокругленный, задний конец изменчивых очертаний. Скульптура концентрическая, валики сравнительно тонкие. На переднем и заднем концах наблюдаются более грубые складки.

Размеры раковин (в мм):

	L	h	D	$l_1$	$l_{ЗК}$	$\angle \beta$
Экз. 781/33	42	20	40	25	20	$135^\circ$
Экз. 781/24	47	25	43	–		
Экз. 781/156	42	30	42	22		

Изменчивость. Наблюдается изменение в отношениях  $h/L$ . Формы с большей величиной  $h$  выделены в форму *brevis*.

Сравнение. От вида *P. longissima* отличается очертанием переднего края, величиной  $\angle \beta$  и скульптурой.

Характеристика захоронения. Захороняются в серых неясно- или линзовидно-слоистых алевролитах в виде отдельных редко рассеянных сомкнутых раковин, ядер или небольших скоплений.

Местонахождение и распространение. В разрезах скважин Айхальского района и в обнажении по р. Моркока, верхний (?) карбон.

*Palaeomoncetia longissima* Bet. gen. et sp. nov.

Табл. IV, фиг. 5–7

*longissima* – длинная.

Голотип. № 781/29 ИГиГ СО АН СССР, ядро сомкнутых створок, восточный борт Тунгусской синеклизы, Айхальский район, разрез 2652, гл. 123,5–125 м, айхальская свита, средний–верхний карбон.

Материал. 9 ядер и 3 отпечатка.

Описание. Начальная раковина типа А, но у взрослых раковин макушки очень высокие и сильно нависают над ЗМК. Раковины имеют трапециевидное очертание, так как БК в средней части спрямлен и параллелен ЗМК. Передний конец высокий, лишь немного уже заднего. Задний конец короткий,  $\angle \beta$   $100$ – $110^\circ$ . Скульптура в виде резких валиков, иногда очень грубых складок.

Размеры раковин (в мм):

	L	h	D	$l_1$	l
Экз. 781/28	32	17	29	22	11
Экз. 781/27	38	18	35	27	15

Изменчивость. Меняются величины  $\angle \alpha$  и  $\angle \beta$ .

Сравнение. От вида *P. morkokia* отличается более коротким и тупым задним концом, высоким передним, нависающими макушками и грубой скульптурой.

Характеристика захоронения. Отдельные редко рассеянные ядра сомкнутых створок и отпечатки в серых грубых алевролитах. В некоторых случаях можно предполагать прижизненное захоронение.

Местонахождение и распространение. В разрезах скважин Айхальского

района восточной части Тунгусской синеклизы, айхальская свита, средний – верхний (?) карбон.

## СЕМЕЙСТВО Kinerkaellidae Betekhtina, 1974

Род *Mrassiellina* Betekhtina, 1974

*Mrassiellina elegantula* Bet. sp. nov.

Табл. IV, фиг. 3; табл. V, фиг. 1

*elegantula* – изящная.

Голотип. № 781/246 ИГиГ СО АН СССР, скульптурное ядро правой створки, восточный борт Тунгусской синеклизы, Айхальский район, разрез 10, гл. 34,6 м, верхнеайхальская подсвита, нижняя пермь (?).

Материал. Многочисленные скульптурные ядра и отпечатки.

Описание. Начальная раковина типа А, в первой стадии створка почти округлая, во второй и третьей увеличивается по L и D. У взрослых раковин макушка приостренная, выступающая над ЗМК, удалена от ПК на 1/3 l. ЗМК позади макушки прямой, слегка опущен, сопряжение с ЗК типа Ia,  $\angle\beta = 140^\circ$ . ЗК слабывыпуклый, задний конец слегка оттянут, очерчен короткой дугой, плавно сопрягается с БК, который круто поднимается к переднему краю, очерченному дугой несколько большего радиуса, чем нижнезадний конец. Передняя ветвь замочного края короткая, слегка опущена вниз, плавно сочленяется с дугой ПК. Взрослые раковины имеют субтреугольно-овальное очертание. Поверхность створок обычно покрыта тонкой корочкой карбоватного вещества створки, часто имеющего лучистое строение. Наружный периостракум сохраняется редко, в виде обрывков пленочки желтоватого цвета.

Размеры раковин небольшие: L до 7 мм; L до 6 мм, h = 5 мм.

Изменчивость. Раковина изменчива по своим очертаниям, часто меняются соотношения h/L, h/D.

Характеристика захоронения. Захороняются в тонких серых алевролитах в виде отдельных скульптурных ядер хорошей сохранности или образуют ограниченные скопления.

Местонахождение и распространение. В разрезах скважины Айхальского района восточной части Тунгусской синеклизы, верхнеайхальская (?) подсвита, нижняя пермь (?).

*Mrassiellina* (?) sp.

Табл. VI, фиг. 4(A), 5

Среди небольших раковин, которые встречаются в верхнепалеозойских отложениях Ангариды, выделяются очень характерные субтреугольные формы с начальной раковиной типа А, прямым ЗК, отчетливым почти прямым  $\angle\beta$ . Макушки у взрослых раковин небольшие, приостренные, направлены вперед и приближены к ПК. Передний конец короткий, его высота < 1/2 высоты заднего конца. Сохранность раковин не позволяет установить точную систематическую принадлежность этих форм и они условно отнесены к роду *Mrassiellina* Bet. Однако эти формы очень характерны и широко распространены. Они присутствуют в белоярской свите Минусинского бассейна, в верхнекатской свите юго-западной части Тунгусской синеклизы, а также в ряде разрезов Айхальского района. Могут быть использованы для корреляции. Именно поэтому приводится краткое описание изображения этих форм. Находки экземпляров лучшей сохранности позволят в дальнейшем установить точно родовую и видовую принадлежность раковин.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица I

- Фиг. 1, 2, 4. *Abakaniella* (?) *jangotoika* *Bet. sp. nov.*  
1 - экз. 781/1, x2, голотип; восточный борт Тунгусской синеклизы, Айхальский район, разрез 0907, гл. 164,4 м, нижеайхальская под-свита (?) айхальской свиты, верхний горизонт среднего карбона (сборы С.М. Вашенко); 2 - экз. 781/2, x2; местонахождение и возраст те же; 4 - экз. 781/4, x1; послойное скопление отпечатков *Abakaniella* (?) cf. *jangotoika* и *Mrassiellina* (?) sp.; местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 3. *Mrassiellina* (?) sp., характер захоронения, экз. 781/3, x1; местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 5. *Abakaniella* sp., экз. 781/5, x3; Мало-Ботуобинский район, Озерная площадь, разрез 3, гл. 105,2 м, ботуобинская свита, верхний (?) карбон. (Сборы М.М. Одинцовой).
- Фиг. 6. *Mrassiella* cf. *rhomboidalea* *Khalf.*, экз. 781/6, x1; местонахождение и возраст те же. (Сборы М.М. Одинцовой).
- Фиг. 7. *Curvirimula* (?) cf. *elata* *Bet.*, экз. 781/7, x3; там же, гл. 108,9 м, ботуобинская свита, верхний (?) карбон. (Сборы М.М. Одинцовой).
- Фиг. 8. *Anthraconaia* (?) cf. *elongata* (*Tschern.*), экз. 781/8, x2; рч. Вилуйкан, точка 1338/5, верхний карбон. (Сборы И.П. Попова).
- Фиг. 9. *Anthraconaia* (?) sp., экз. 781/9, отсюда же.
- Фиг. 10. Раковина неопределенного систематического положения (*genus et sp. nov. ?*), экз. 781/10, x3; Айхальский район, разрез 2756, гл. 80-84 м, айхальская (?) свита, нижняя пермь. (Сборы Е.М. Вашенко).

Таблица II

- Фиг. 1. Начальная раковина *Mrassiella* (?) *Rag.* с разрушенным продисоконхом, экз. 781/11а, x10; точка 18062/5, р. Моркока, левый берег выше устья рч. Тегерюк, айхальская (?) свита, верхняя часть карбона (?). (Сборы Лас-Юряхской экспедиции).
- Фиг. 2, 3, 6. *Mrassiellina* (?) cf. *plana* *Bet.*  
2 - экз. 781/11б, x3; с разрушенным продисоконхом и начальной раковинной, отсюда же; 3 - экз. 781/12, x3; отсюда же; 6 - экз. 781/13, x3; отсюда же.
- Фиг. 4, 5. *Mrassiella* cf. *magniforma* *Rag.*, экз. 781/14, x10; отсюда же.

Фиг. 7, 9, 10. Начальные раковины родов *Mrassiellina* Bet. (7) и *Palaeomoncetia* Bet. gen. nov. (9, 10).

7 - экз. 781/15, x10; отсюда же; 9 - экз. 781/16, x10; отсюда же; 10 - экз. 781/17, x10; отсюда же.

Фиг. 8. Молодая раковина неопределенного систематического положения, видны следы зубного аппарата, экз. 781/18, x10; отсюда же.

Фиг. 11. *Mrassiella minusinica* Spassk., экз. 781/15a, x5; отсюда же.

Фиг. 12. *Mrassiellina* cf. *umbonata* (Ben.), экз. 781/19, x10; отсюда же.

### Таблица III

Фиг. 1, 3, 4. *Palaeomoncetia morkokia* Bet. gen. et sp. nov., левый берег р. Моркока, точка 18062, айхальская (?) свита, верхняя часть карбона (?).

1 - экз. 781/22, x2; 3 - экз. 781/23, x1; голотип, точка 18062, слой 4; 4 - экз. 781/24, x1, точка 18062, слой 6.

Фиг. 2. *Palaeomoncetia morkokia* cf. *brevis* Bet. gen. et sp. nov., неполная раковина, экз. 781/23, x1; там же, точка 18062, слой 10.

Фиг. 5. Ограниченное скопление обломков и целых раковин *Palaeomoncetia morkokia* f. *brevis*, экз. 781/156, x2; там же, точка 18062, слой 4.

Фиг. 6. Молодая раковина неопределенного систематического положения, экз. 781/21, x10; отсюда же.

### Таблица IV

Фиг. 1. *Mrassiella magniforma* Rag., послонное скопление целых раковин и обломков с "перламутровым" веществом створок, экз. 781/24a, x3; Айхальский район, разрез 10, гл. 34,6 м, верхнеайхальская (?) подсвита, верхний карбон. (Сборы Е.М. Вашенко).

Фиг. 2. *Kinkerkaella* (?) sp., экз. 781/25, x2; Айхальский район, разрез 2756, гл. 80-84 м, верхнеайхальская подсвита, нижняя пермь (?). (Сборы Е.М. Вашенко).

Фиг. 3. *Mrassiellina elegantula* Bet. sp. nov., экз. 781/246, x3; там же, разрез 10, гл. 34,6 м, верхнеайхальская (?) подсвита, нижняя пермь (?). (Сборы Е.М. Вашенко).

Фиг. 4. *Myalina* (?) sf. *kostomanovi* Khalf., экз. 781/26, x3; разрез АН-9, Г-828, айхальская свита, верхний карбон. (Сборы Е.М. Вашенко).

Фиг. 5-7. *Palaeomoncetia* (?) *longissima* Bet. gen. et sp. nov.

5 - экз. 781/27, x2; Айхальский район, разрез 2450, гл. 107-109 м, айхальская (?) свита, низы верхнего карбона. (Сборы Е.М. Вашенко); 6 - то же, вид сбоку; 7 - голотип, экз. 781/28, x2; Айхальский район, разрез 2652, гл. 123,5-125 м, возраст тот же.

Таблица V

- Фиг. 1. *Mrassiellina cf. elegantula* Bet., экз. 781/19, х3; Айхальский район, разрез 10, гл. 33,3 м, верхнеайхальская (?) подсвита, верхний карбон. (Сборы Е.М. Вашенко).
- Фиг. 2. *Mrassiellina cf. plana* Bet., экз. 781/20, х3; Айхальский район, разрез 1661, гл. 93,4 м, айхальская свита, верхний карбон.
- Фиг. 3. *Mrassiella cf. magniforma* Rag., экз. 781/21, х2; Айхальский район, разрез 37, гл. 308,9 м, айхальская свита (?), средний - верхний карбон.
- Фиг. 4. *Mrassiella cf. gracilis* Ivan., экз. 781/22, х2; Айхальский район, разрез 1863, гл. 101,4 м, айхальская свита, верхний карбон.
- Фиг. 5. *Abiella* (?) *cf. norilkini* Ivan., экз. 781/23, х2; Айхальский район, разрез 1863, гл. 101,4 м, айхальская свита, верхний карбон - нижняя пермь.
- Фиг. 6. Характер захоронения фауны в основании верхнеайхальской подсвиты, экз. 781/24, х1; Айхальский район, разрез 1661, гл. 99,2 м, верхний карбон (?).
- Фиг. 7. Характер захоронения фауны в отложениях айхальской свиты, экз. 781/25, х2; Айхальский район, разрез 9  $\frac{915}{77}$ , гл. 89 м, верхний карбон (?).
- Фиг. 8. *Abakaniella* (?) sp., экз. 781/26, х2; Айхальский район, разрез 64, гл. 12 м, айхальская свита, средний - верхний карбон.
- Фиг. 9. *Anthraconaia* (?) sp., экз. 781/27, х2; Айхальский район, разрез 1164, гл. 111 м, айхальская свита, верхи среднего карбона (?).
- Фиг. 10. *Palaeomutela* (?) sp., экз. 781/28, х3; Айхальский район, разрез 10, гл. 21,2 м, верхнеайхальская подсвита, пермь (?).

Таблица VI

- Фиг. 1. *Anthraconaia cf. vulgaris* Bet., экз. 781/29, х1; Айхальский район, разрез 4450, основание нижнеайхальской (?) свиты, средний карбон.
- Фиг. 2. *Abakaniella cf. prima* Bet., экз. 781/30, х1; местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 3, 4. Характер захоронения фауны в основании айхальской свиты. 3 - экз. 781/31, х2; Айхальский район, разрез 9  $\frac{926}{77}$ , гл. 38-40 м; 4 - экз. 781/32, х2; там же, разрез 1763, гл. 106 м, средний - верхний карбон.
- Фиг. 5. *Mrassiellina* (?) sp., экз. 781/33, х2; р. Тасеева, разрез 2, гл. 25 м, верхнекатская свита.
- Фиг. 6. *Mrassiellina cf. plana* Bet., экз. 781/34, х2; местонахождение и возраст те же.

Таблица VII

Микроструктуры поверхностей кварцевых зерен из верхнепалеозойских отложений. Айхальский район, Верхнеалакитский участок

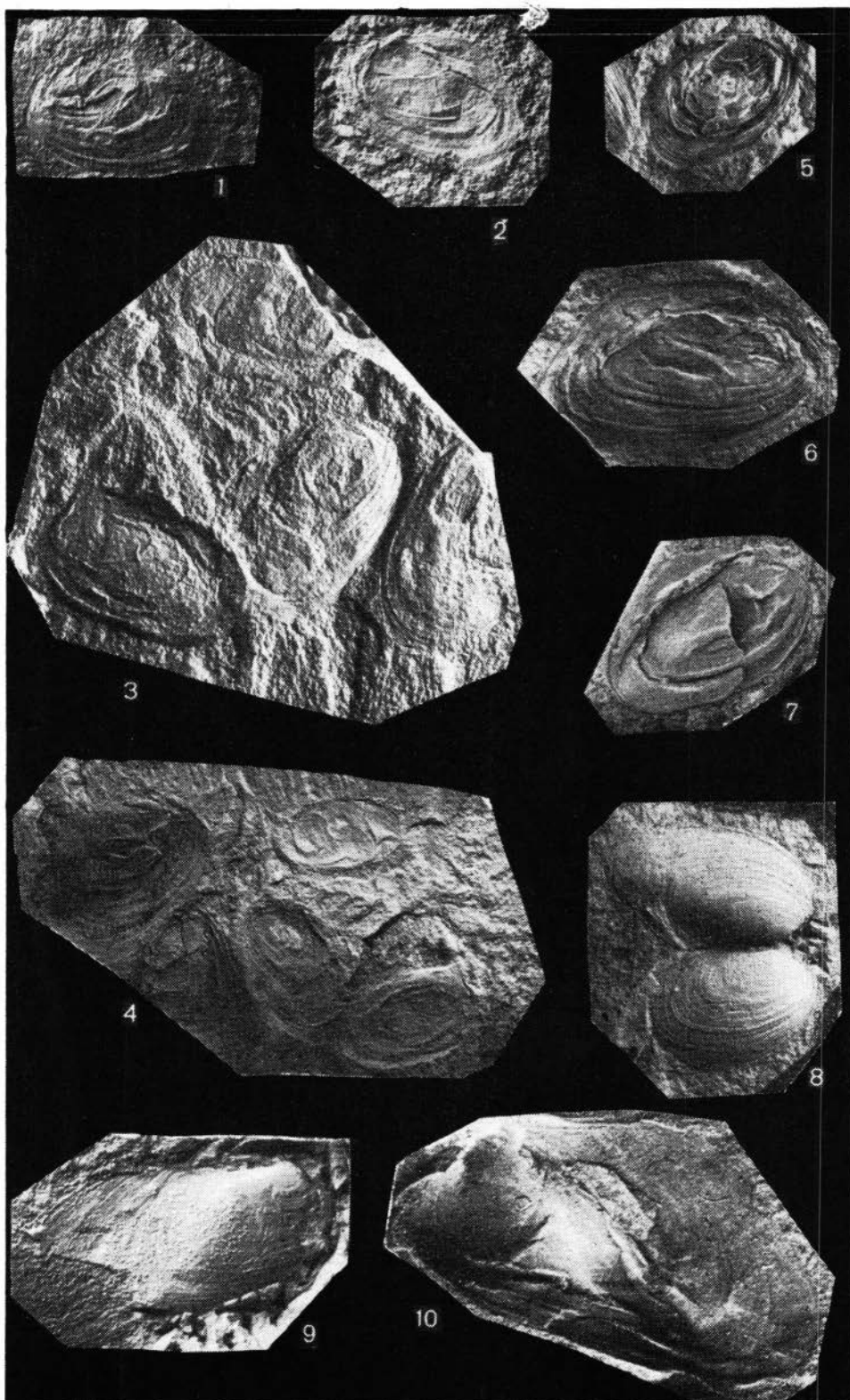
- Фиг. 1. Мелкозернистый песчаник, угловатое зерно. Присутствуют шетки микрорекристаллов кварца, а также крупные раковистые изломы и арковидные ступени, связанные с механической абразией; х100. Нижнеайхальская под-свита, разрез 9007, гл. 98,0 м.
- Фиг. 2. Разнозернистый песчаник полуокатанное зерно. Поверхность химиче-ски осажденного кремнезема; х6000. Нижнеайхальская подсвита, участок Водораздельный, разрез 40, гл. 309,5 м.
- Фиг. 3. Полуокатанное зерно, мелкозернистый песчаник. Крупный раковистый излом, покрытый губчатым кремнеземом; х260. Верхнеайхальская подсви-та, Верхнеалакитский участок, скв. 9704, гл. 25,0 м.
- Фиг. 4. Полуокатанное зерно, разнозернистый песчаник. Кристаллические пла-стины, образованные при растворении зерна; х600. Ахтарандинская сви-та, Верхнеалакитский участок, скв. 0599, гл. 42,5 м.
- Фиг. 5. Угловато-окатанное зерно, разнозернистый песчаник. Крупные и мел-кие субпараллельные ступени, связанные с механической абразией зерна; х440. Ахтарандинская свита, Верхнеалакитский участок, скв. 0599, гл. 42,5 м.
- Фиг. 6. Угловато-окатанное зерно, среднезернистый песчаник. Крупные и мелкие выколки, раковистый излом; х300. Ахтарандинская свита, Верхне-алакитский участок, скв. 0599, гл. 40,0 м.

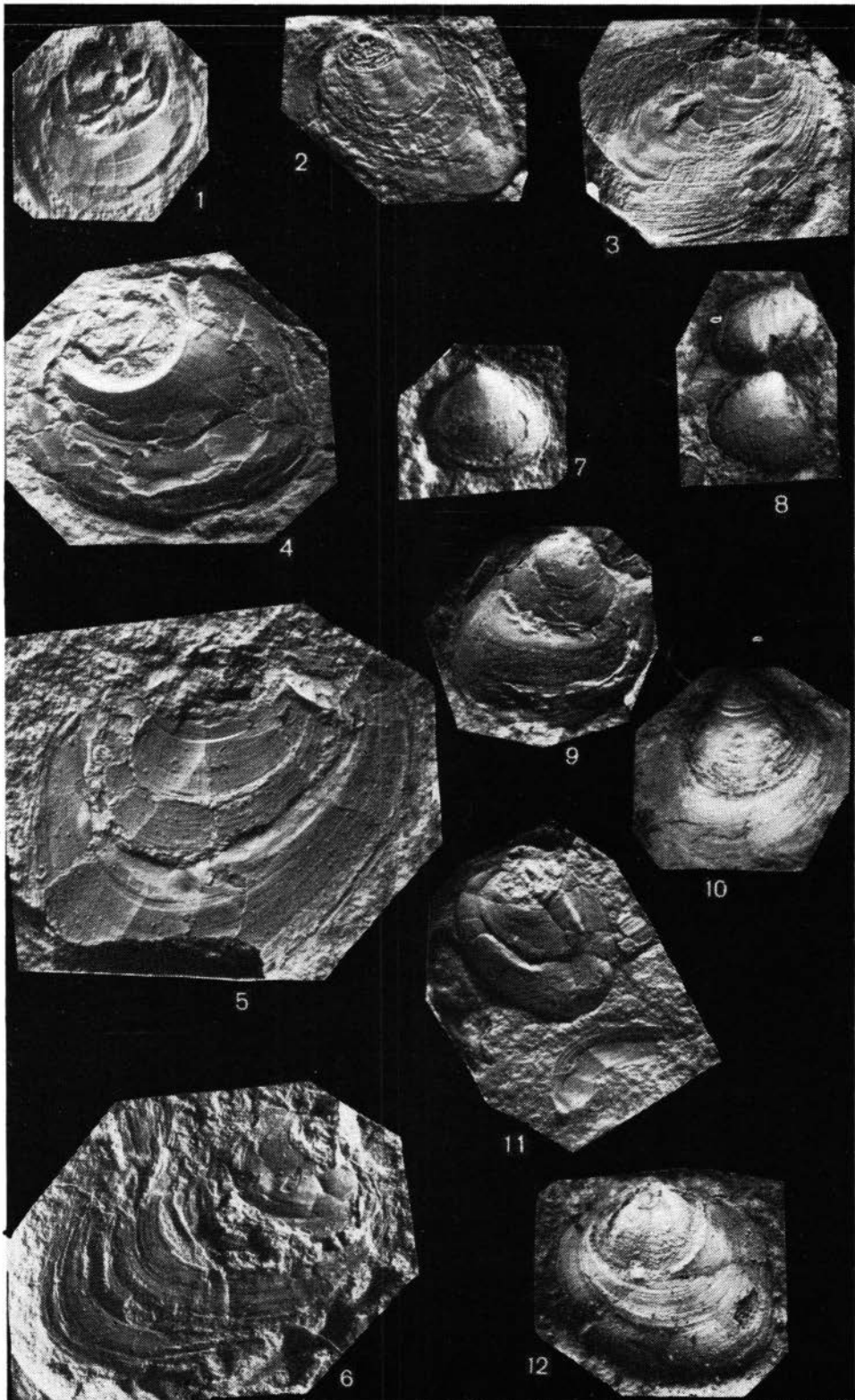
#### Таблица VIII

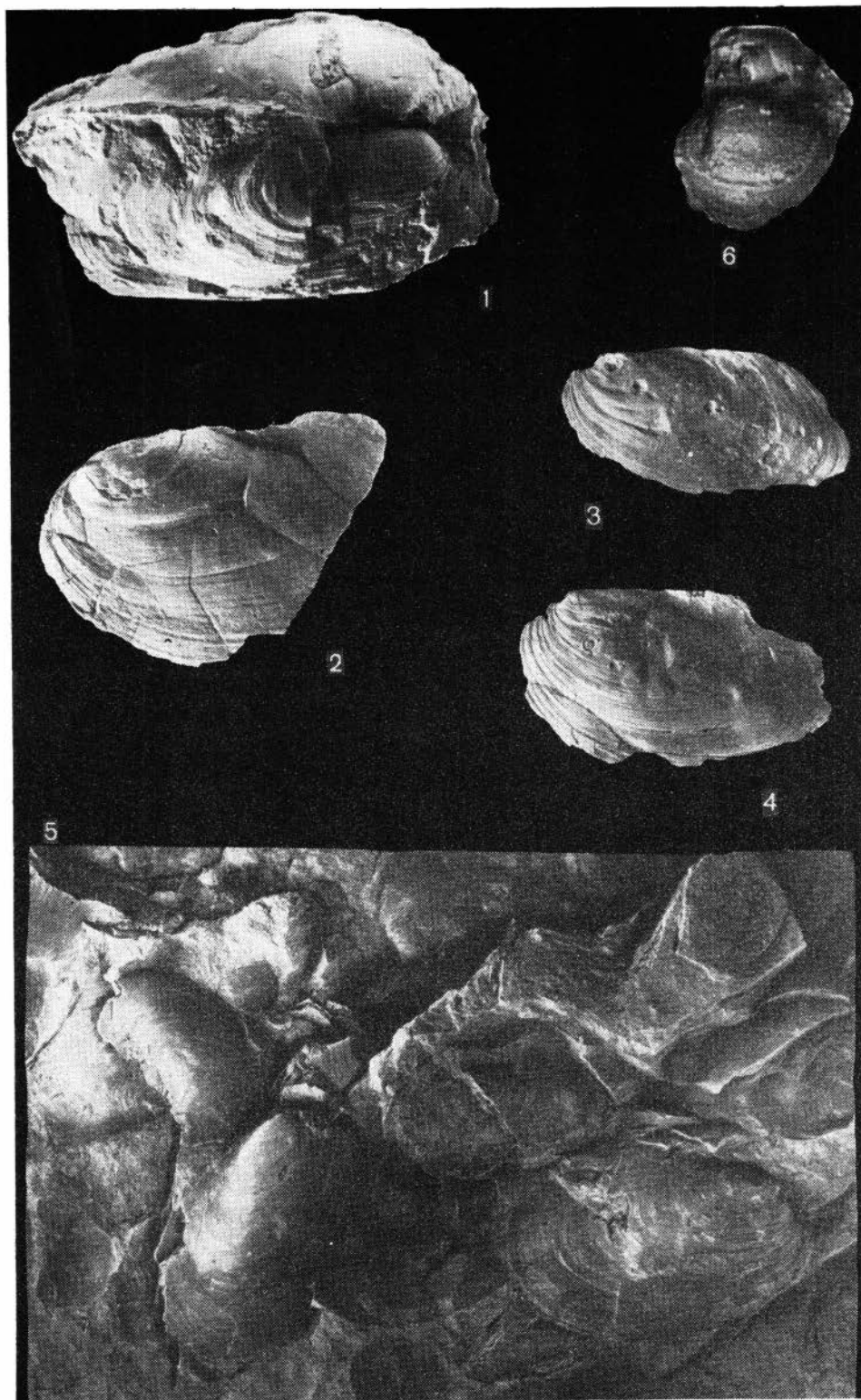
Микроструктуры поверхностей кварцевых зерен из верхнепалеозойских отло-жений. Мало-Ботубинский район

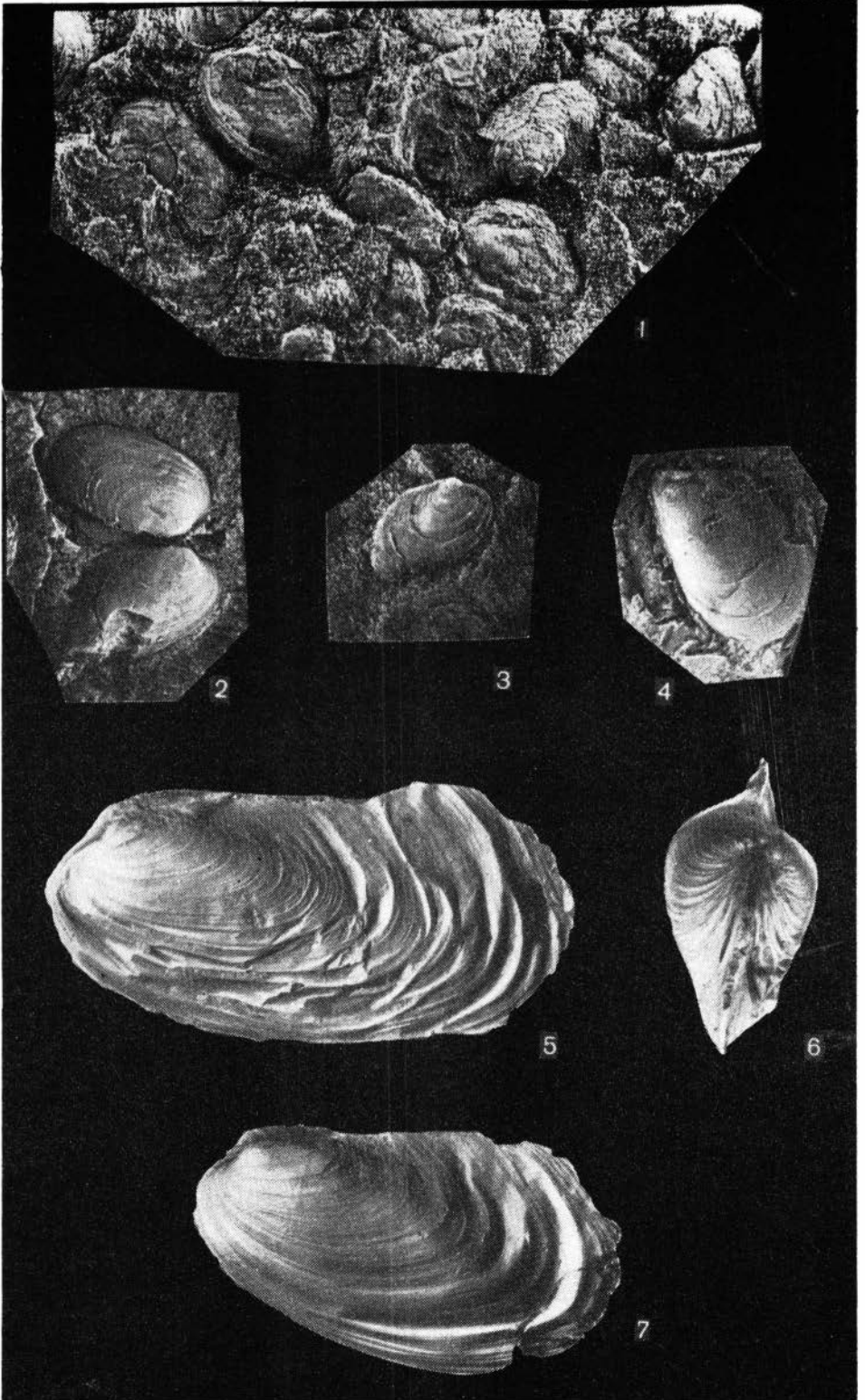
- Фиг. 1. Крупнозернистый алевролит, угловато-окатанное зерно; х4400. Лап-чанская свита, участок Верхнеиреляхский, разрез 610-217,5, гл. 27,9 м. Низкорельефная поверхность с особенностями химического растворения.
- Фиг. 2. Крупнозернистый алевролит, полуокатанное зерно. Видны разноориен-тированные V-образные депрессии в сочетании с большой выколкой в ле-вой части снимка; х600. Лапчанская свита, участок Верхнеиреляхский, разрез 610-217,5, гл. 27,9 м.
- Фиг. 3. Среднезернистый песчаник, полуокатанное зерно. Кристаллические пластины, образованные при химическом растворении – осаждении кремне-зема; х7800. Лапчанская свита, участок Оценочный, разрез 4, гл. 65,0 м.
- Фиг. 4. Разнозернистый песчаник, полуокатанное зерно. Низкорельефная по-верхность, на которой видны V-образные депрессии механического про-исхождения. Их очертания изменены при постседиментационной химической коррозии зерна; х1500. Лапчанская свита, участок Оценочный разрез 4, гл. 59,0 м.
- Фиг. 5. Разнозернистый песчаник, угловато-окатанное зерно. V-образная депрессия ударного происхождения с наложенными на нее чешуйчатыми пластинами; х3000. Лапчанская свита, участок Оценочный, разрез 4, гл. 59,0 м.
- Фиг. 6. Разнозернистый песчаник, полуокатанное зерно. Кливажные чешуи, сглаженные при постседиментационном осаждении – растворении кремнезе-ма; х780. Лапчанская свита, участок Оценочный, разрез 4, гл. 59,0 м.



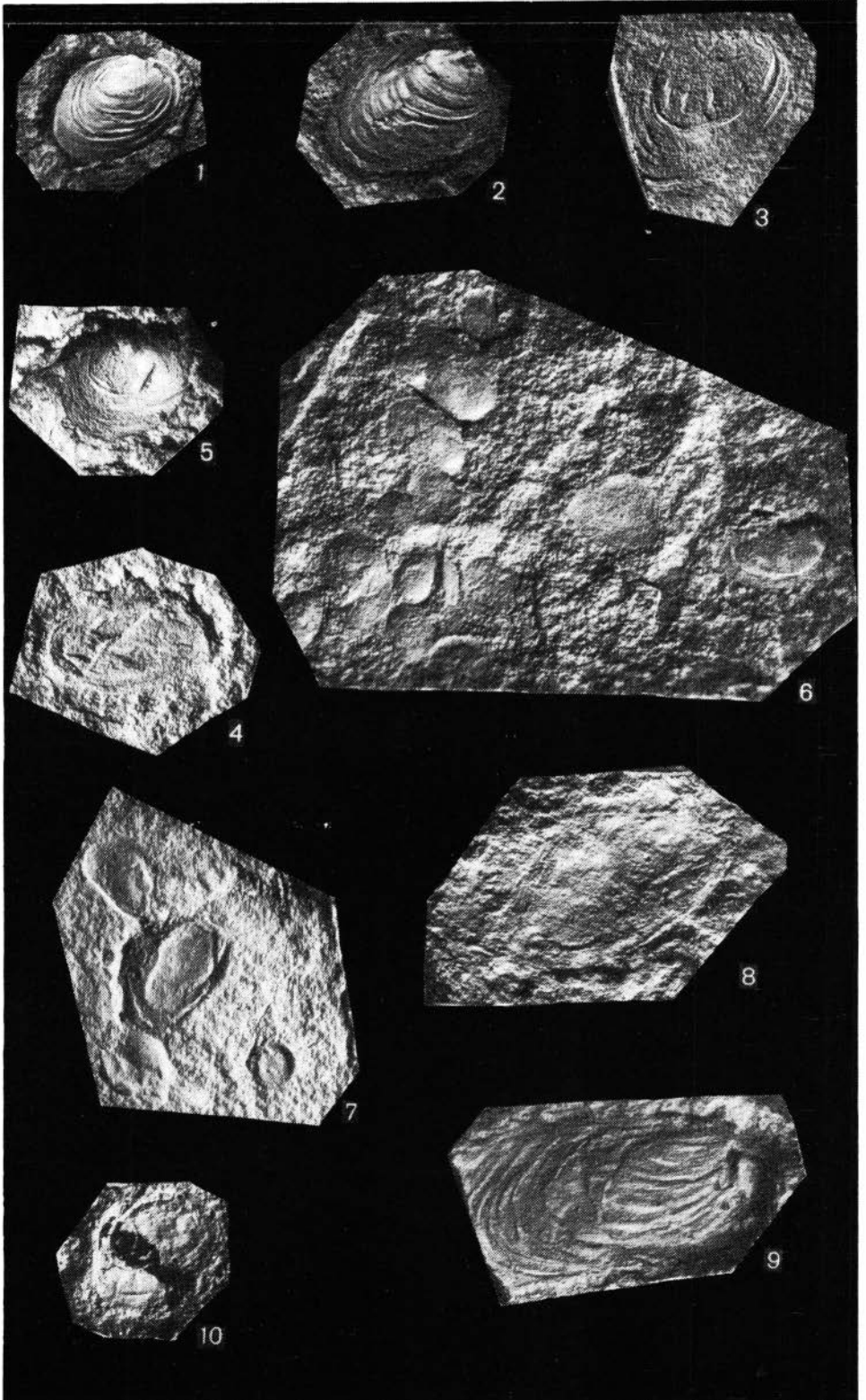




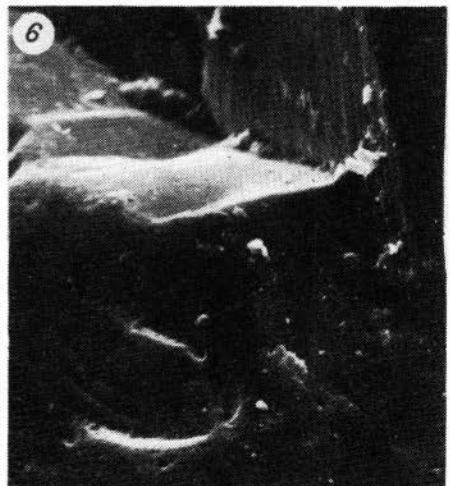
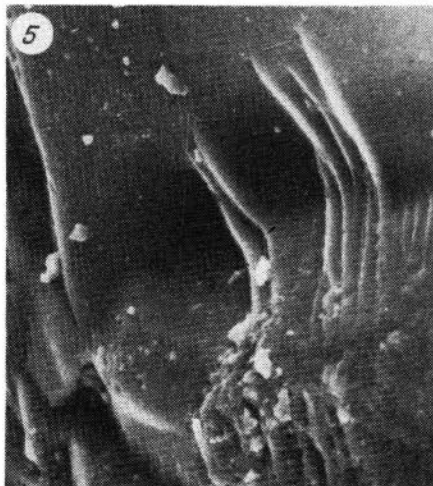
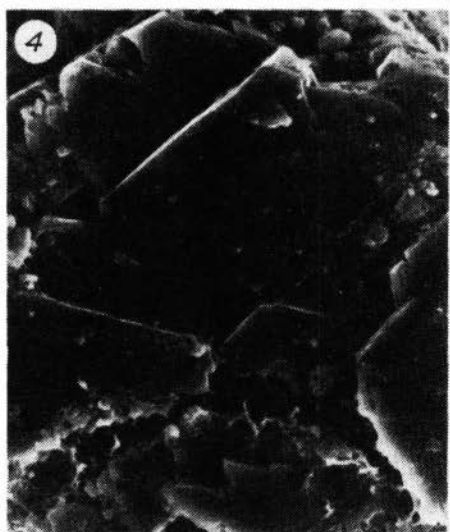
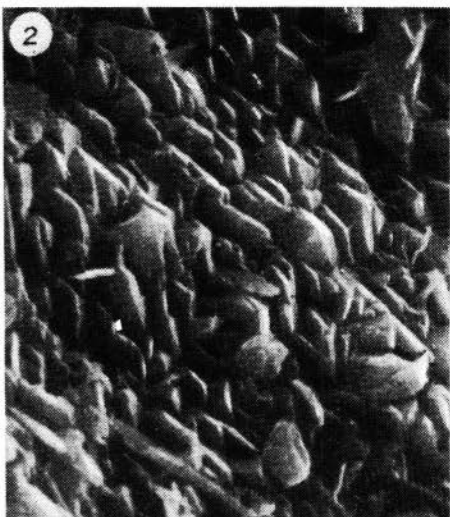
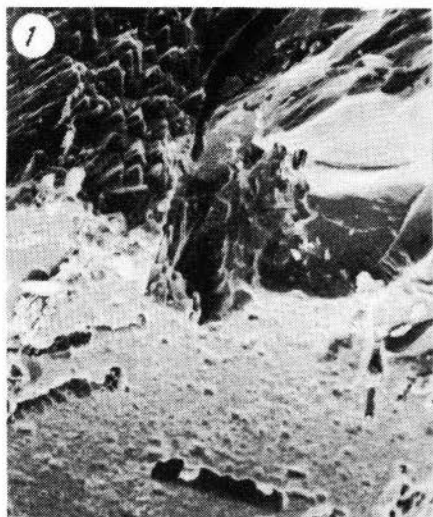


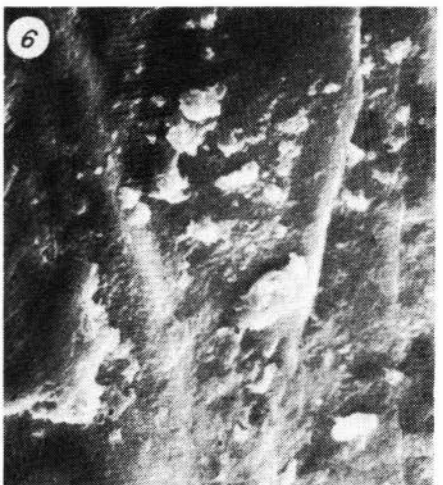
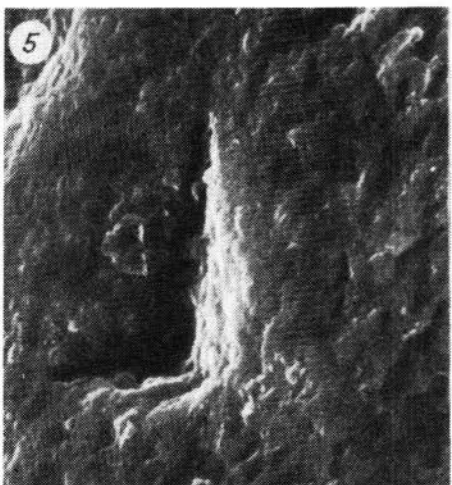
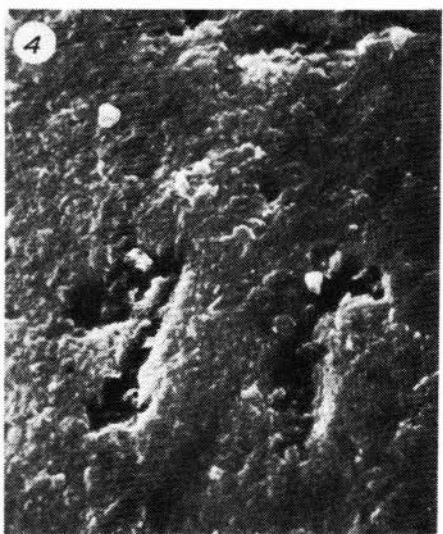
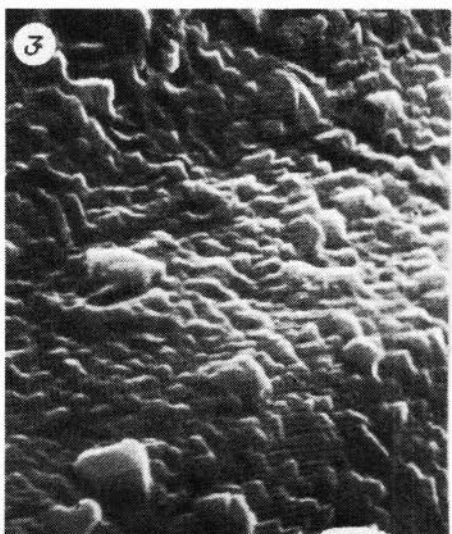
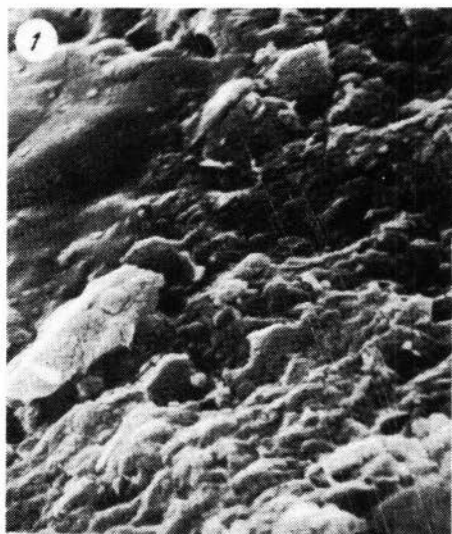














## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Ю.П. Казанский, Г.Х. Файнштейн) . . . . .	3
<u>Глава I.</u> Методы исследования (Е.П. Акульшина, О.А. Бетехтина, В.И. Ивашутин, А.М. Фомин) . . . . .	5
<u>Глава II.</u> Стратиграфия (О.А. Бетехтина, Е.М. Вашенко, А.Е. Бессолицын, В.И. Ивашутин, Г.Х. Файнштейн, Е.П. Акульшина) . . . . .	20
<u>Глава III.</u> Петрография, минералогия и геохимия (А.Е. Бессолицын, В.И. Ивашутин, Т.И. Хмельницкая, Е.П. Акульшина, А.М. Фомин, Т.П. Аксенова, Г.М. Писарева) . . . . .	36
<u>Глава IV.</u> Геологическая история, палеогеография и условия осадконакопления (Ф.Ф. Брафогель, Е.Н. Белов, Г.Х. Файнштейн, Е.П. Акульшина, О.А. Бетехтина) . . . . .	93
<u>Глава V.</u> Цикличность процессов осадконакопления и корреляция разрезов (Е.П. Акульшина) . . . . .	122
<u>Глава VI.</u> Осадочные геологические тела (Г.Х. Файнштейн) . . . . .	131
<u>Глава VII.</u> Рудоносные осадочные коллекторы и прогнозно-поисковые критерии (Г.Х. Файнштейн, Ю.П. Казанский) . . . . .	140
Заключение . . . . .	159
Литература . . . . .	161
Приложение 1 (О.А. Бетехтина) . . . . .	168
Приложение 2 . . . . .	180

Елизавета Петровна Акульшина  
Ольга Александровна Бетехтина  
Елена Марковна Вашенко и др.

### ГЕОЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики  
СО АН СССР

Редактор издательства Е.И. Тимофеева  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Художник Е.Ф. Гришин  
Технический редактор Н.М. Остроумова  
Корректор В.А. Бирюкова

ИБ № 29936

Сдано в набор 25.12.85. Подписано в печать 28.04.86.  
МН- 01221. Формат 70x100 1/16. Бумага тип № 3.  
Офсетная печать. Усл. печ. л. 14,3+1,3 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 15,9.  
Уч.-изд. л. 17. Тираж 600 экз. Заказ № 76. Цена 2р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск, 77,  
Станиславского, 25.