

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 621

Е.П. АКУЛЬШИНА

Глинистое вещество и осадочный рудогенез

Ответственный редактор
д-р геол.-мин.наук И.В. Николаева.



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. – Новосибирск: Наука, 1985.

Монография содержит большой объем оригинального аналитического материала по составу глинистого вещества отложений протерозоя и фанерозоя, включающий минералогическую характеристику, средние содержания минералообразующих элементов, а также средние содержания и пределы их колебаний для малых элементов. Дается новое представление об эволюции состава глинистого вещества и условий глинообразования, выявленных на основе параметрического описания глинистого вещества по методу, разработанному автором. Рассматриваются условия накопления осадков, содержащих повышенные концентрации меди, цинка и свинца в глинистом веществе, минерализацию, рудопроявления и месторождения. Делается вывод, что глинистое вещество является источником рудных элементов при образовании стратиформных месторождений меди, цинка и свинца.

Книга рассчитана на литологов и геологов смежных специальностей, изучающих условия осадконакопления и интересующихся вопросами эволюции древней седиментации и осадочного рудогенеза.

Рецензенты Ю.Н. Занин, В.И. Будников

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глинистым веществом осадочных пород называется их тонкодисперсная часть, состоящая в основном из глинистых минералов. В качестве примеси в нем могут присутствовать тонкодисперсные кварц, окислы железа, полевые шпаты, а также компоненты, объединяемые в группу "потери при прокаливании". Глинистая часть осадочных пород составляет до 80% от их общего объема, поэтому для решения многих вопросов осадкообразования, в том числе и осадочного рудогенеза, необходимо изучение минерального состава глинистого вещества и его геохимических особенностей. Минералогический и химический состав глинистого вещества из осадочных образований различного возраста с целью выявления условий осадконакопления изучается автором около тридцати лет. Работы, начатые в 1952 г. в Ленинградском университете, с 1958 г. продолжаются в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

Первым обобщением результатов исследований является монография автора "Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция" (1971 г.). В этой работе основное внимание направлено на изучение минералогического и химического состава глинистого вещества в различных петрографических типах пород и влияние на него условий осадконакопления и процессов эпигенеза.

Второй этап исследования глинистого вещества протерозойских и фанерозойских отложений Сибири отражен в монографии "Глинистые минералы как показатели условий литогенеза" (1976 г.), в которой автором предлагаются новые методы выявления условий осадкообразования (интенсивности выветривания, климата областей деградации, фациальных обстановок и степени постседиментационных преобразований) на основании параметрического описания глинистого вещества.

Разработка метода параметрического описания проводилась на разрезах, хорошо изученных другими литологическими и геологическими приемами. В монографии "Глинистые минералы как показатели условий литогенеза" детально описаны условия образования рифейских и фанерозойских отложений на Сибирской платформе и их постседиментационные преобразования, выявленные по составу глинистого вещества, а также по другим литологическим и геологическим данным. Правомерность предлагаемого метода подтверждается соответствием выводов, полученных автором при изучении глинистого вещества и другими исследователями — при литологическом и геологическом изучении. Преимущество метода параметрического описания заключается в том, что единичными параметрами можно дать количественную оценку химических особенностей глинистого вещества и процессов осадконакопления, а также выявить изменения состава глинистого вещества и условий седиментации в течение протерозоя и фанерозоя и соизмерить их.

Третий этап изучения глинистого вещества осадочных образований изложен в настоящей монографии, где на основании большого аналитического материала (около 20 тыс. анализов) автором делается вывод о направленном изменении минералогического и химического состава глинистого вещества и обстановок гли-

нообразования в течение протерозойской и фанерозойской истории Земли. Глинистое вещество рассматривается как источник рудогенных элементов в процессах осадочного рудообразования.

Каменный материал для изучения глинистого вещества большей частью был собран автором при выполнении полевых работ. Большую помощь в работе оказали С.В. Сараев, В.Г. Петров, Ю.В. Давыдов, А.В. Ивановская, Б.Б. Шишкин, В.У. Петраков, Л.И. Килина, Е.В. Покровский, Е.П. Марков, Л.Г. Маркова, А.М. Обут, Р.Г. Матухин, Т.А. Дивина, В.И. Будников, Г.Х. Файнштейн, А.Е. Бессолицын, В.И. Ивашутин, В.И. Тараненко, Ю.Т. Яныгин, М.А. Левчук, которым автор благодарен за предоставленные коллекции каменного материала.

На протяжении многих лет аналитические исследования проводились в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Т.С. Юсупова, Н.В. Арнаутова, А.А. Алабиной, Г.М. Гусева и Д.К. Архипенко. В Центральной лаборатории Оренбургского ПГО Л.Ф. Морозовой и Ю.П. Соболевой выполнялись аналитические работы по методике, разработанной и применяемой в ИГиГ СО АН СССР.

Результаты исследований и настоящая рукопись обсуждались с Ю.П. Казанским, И.В. Николаевой, Э.А. Егановым, Ю.Н. Заниным, В.И. Будниковым, а также с научным руководителем проблемы академиком А.Л. Яншиным. Графическая работа при подготовке рукописи проводилась сотрудниками картсектора ИГиГ СО АН СССР под руководством В.К. Кириллова, Л.А. Жуковой. Большую помощь при полевых и лабораторных исследованиях оказывали Г.М. Писарева, Л.Н. Макарова, М.А. Жаворонкова. Автор выражает глубокую признательность всем названным лицам, а также коллегам по лаборатории, способствовавшим завершению монографии.

Глава I

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ПРОТЕРОЗОЯ И СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Минеральный и химический состав глинистого вещества рассматривается для конкретных проб из разрезов, сложенных осадками разных фаций (морских, прибрежно-морских и континентальных); из разных структурных элементов земной коры (платформы, краевые прогибы и геосинклинали); из разных стратиграфических подразделений (свиты, ярусы, отделы).

Впервые дана полная характеристика состава глинистого вещества осадочных пород в стратиграфическом интервале около 2 млрд. лет. Определены минералы, составляющие фракцию $< 0,002$ мм, главные минералообразующие, а также малые элементы. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе сопоставляется с их концентрациями в глинах и глинистых сланцах по А.П. Виноградову /Краткий справочник..., 1977/. Рассматриваются пределы колебания содержания малых элементов для стратиграфических подразделений, которые весьма значительны вследствие неравномерного распределения содержания малых элементов в пределах ярусов, свит и подсвит. Колебания концентрации малых элементов в глинистом веществе, как установлено автором, связаны с некоторыми особенностями процесса осадконакопления.

Нижний протерозой

Вепсская серия (~ 2000 м) Карелии включает петрозаводскую, шокшинскую, педасельгскую и пухтинскую свиты /Семихатов, 1974/. Возраст шокшинских кварцитов датируется цифрой 1800–1900 млн. лет /Тугаринов, Войткевич, 1970/. Отложения вепсской серии включались в состав верхнего протерозоя и коррелировались с рифеем Русской платформы. Более поздними исследованиями отложения вепсия отнесены к платформенным образованиям нижнего протерозоя. По геологическим данным вепсий и ятулий коррелируются, однако место вепсских отложений в стратиграфической шкале остается не вполне определенным; большая часть исследователей считает их моложе ятулийских /Семихатов, 1974/.

Петрозаводская и шокшинская свиты характеризуются ритмичным строением, составляющие их циклотемы имеют обычный набор фаций /Сочава, 1979/. В основании свит залегают крупнозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Большую часть обеих свит составляют песчаники (серые и темно-серые в петрозаводской свите и коричнево-красные – в шокшинской). Верх-

нообразования в течение протерозойской и фанерозойской истории Земли. Глинистое вещество рассматривается как источник рудогенных элементов в процессах осадочного рудогенеза.

Каменный материал для изучения глинистого вещества большей частью был собран автором при выполнении полевых работ. Большую помощь в работе оказали С.В. Сараев, В.Г. Петров, Ю.В. Давыдов, А.В. Ивановская, Б.Б. Шишкин, В.У. Петраков, Л.И. Килина, Е.В. Покровский, Е.П. Марков, Л.Г. Маркова, А.М. Обут, Р.Г. Матухин, Т.А. Дивина, В.И. Будников, Г.Х. Файнштейн, А.Е. Бессолицын, В.И. Ивашутин, В.И. Тараненко, Ю.Т. Яныгин, М.А. Левчук, которым автор благодарен за предоставленные коллекции каменного материала.

На протяжении многих лет аналитические исследования проводились в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Т.С. Юсупова, Н.В. Арнаутова, А.А. Алабиной, Г.М. Гусева и Д.К. Архипенко. В Центральной лаборатории Оренбургского ПГО Л.Ф. Морозовой и Ю.П. Соболевой выполнялись аналитические работы по методике, разработанной и применяемой в ИГиГ СО АН СССР.

Результаты исследований и настоящая рукопись обсуждались с Ю.П. Казанским, И.В. Николаевой, Э.А. Егановым, Ю.Н. Заниным, В.И. Будниковым, а также с научным руководителем проблемы академиком А.Л. Яншиным. Графическая работа при подготовке рукописи проводилась сотрудниками картсектора ИГиГ СО АН СССР под руководством В.К. Кириллова, Л.А. Жуковой. Большую помощь при полевых и лабораторных исследованиях оказывали Г.М. Писарева, Л.Н. Макарова, М.А. Жаворонкова. Автор выражает глубокую признательность всем названным лицам, а также коллегам по лаборатории, способствовавшим завершению монографии.

Глава I

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ПРОТЕРОЗОЯ И СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Минеральный и химический состав глинистого вещества рассматривается для конкретных проб из разрезов, сложенных осадками разных фаций (морских, прибрежно-морских и континентальных); из разных структурных элементов земной коры (платформы, краевые прогибы и геосинклинали); из разных стратиграфических подразделений (свиты, ярусы, отделы).

Впервые дана полная характеристика состава глинистого вещества осадочных пород в стратиграфическом интервале около 2 млрд. лет. Определены минералы, составляющие фракцию $< 0,002$ мм, главные минералообразующие, а также малые элементы. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе сопоставляется с их концентрациями в глинах и глинистых сланцах по А.П. Виноградову /Краткий справочник..., 1977/. Рассматриваются пределы колебания содержания малых элементов для стратиграфических подразделений, которые весьма значительны вследствие неравномерного распределения содержания малых элементов в пределах ярусов, свит и подсвит. Колебания концентрации малых элементов в глинистом веществе, как установлено автором, связаны с некоторыми особенностями процесса осадконакопления.

Нижний протерозой

Вепсская серия (~ 2000 м) Карелии включает петрозаводскую, шокшинскую, педасельгскую и пухтинскую свиты /Семихатов, 1974/. Возраст шокшинских кварцитов датируется цифрой 1800–1900 млн. лет /Тугаринов, Войткевич, 1970/. Отложения вепсской серии включались в состав верхнего протерозоя и коррелировались с рифеем Русской платформы. Более поздними исследованиями отложения вепсия отнесены к платформенным образованиям нижнего протерозоя. По геологическим данным вепсий и ятулий коррелируются, однако место вепсских отложений в стратиграфической шкале остается не вполне определенным; большая часть исследователей считает их моложе ятулийских /Семихатов, 1974/.

Петрозаводская и шокшинская свиты характеризуются ритмичным строением, составляющие их циклотемы имеют обычный набор фаций /Сочава, 1979/. В основании свит залегают крупнозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Большую часть обеих свит составляют песчаники (серые и темно-серые в петрозаводской свите и коричнево-красные – в шокшинской). Верх-

няя часть свит сложена зеленовато-серыми, темно-серыми или красно-коричневыми алевролитами, тонкозернистыми песчаниками с прослоями черных и углистых или красноцветных аргиллитов, содержащих тонкодисперсные окислы железа и обломки рудных минералов, главным образом гематита.

Петрозаводская свита (330–390 м) делится на три пачки.

Первая пачка представлена ритмичным чередованием зеленовато- и розовато-серых песчаников с прослоями алевролитов и песчано-глинистых сланцев. Вторая по строению сходна с первой, но отличается присутствием гематита и магнетита. В темно-серых песчаниках содержится углистое вещество. Третья пачка сложена песчаниками с линзами конгломератов, с гальками кварцита, кварца и кремнисто-железистого сланца /Галдобина, Михайлюк, 1966; Галдобина, Сацук, 1981/. Глинистое вещество песчаников и алевролитов петрозаводской свиты состоит из гидрослюда и хлорита. Гидрослюда преобладает, хлорит и тонкодисперсный кварц присутствуют в качестве примеси. Содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. В свите повышено содержание алюминия, железа и калия, снижено – магния и натрия. Глинистое вещество петрозаводской свиты значительно обогащено хромом, медью и свинцом (см. табл. 1, 2). Содержание малых элементов колеблется в значительных пределах.

Шокшинская свита (67–72 м) разделена на пять пачек. Первая пачка состоит из кварцито-песчаников, вторая – из слюдисто-глинистых сланцев, третья, четвертая и пятая – из кварцито-песчаников с различной слоистостью. Глинистое вещество шокшинских песчаников сложено гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Преобладает чаще гидрослюда, реже хлорит. Иногда присутствуют каолинит, пирофиллит и кордиерит. Содержание минералообразующих элементов в глинистом веществе шокшинской и петрозаводской свит очень близко (в шокшинской свите повышено содержание алюминия и железа, которое распределено неравномерно). Следует отметить, что в глинистом веществе красноцветной шокшинской и сероцветной петрозаводской свит содержание железа одинаковое. В шокшинской свите несколько больше магния и чуть меньше калия. Содержание свинца, меди, хрома и ванадия в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 1, 2). В глинистом веществе петрозаводской и шокшинской свит карельского комплекса повышено содержание алюминия, в некоторых горизонтах – железа. Концентрация хрома, меди, галлия и свинца повышена; бора, титана, марганца, кобальта, никеля, стронция и циркония – понижена относительно глин и глинистых сланцев. Минеральный состав глинистого вещества характеризуется преобладанием гидрослюда, иногда хлорита. На некоторых уровнях содержится значительное количество каолинита, присутствуют пирофиллит и гётит.

Рифей

Ранний и средний рифей охватывают около 600 млн. лет. За этот период много раз перестраивалась структура материков, сменилось не одно поколение геосинклинальных систем и платформенных структур /Ронов и др., 1980/. Наиболее отчетливо проявился рубеж, соответствующий границе раннего и среднего рифея (1350±50 млн. лет). Ранний и средний рифей четко разделены историко-геологической границей и существенно различаются.

В раннем рифее на платформах преобладали поднятия, только в краевых частях существовали мелководные бассейны. Раннерифейские геосинклинали характеризуются интеркратонным положением, вялым развитием, наличием форма-

щий субплатформенного типа. В конце раннего рифея заложилась мощные зоны дробления на всех платформах.

В среднем рифее продолжалось развитие процессов дробления древних платформ. Возникали новые геосинклинальные системы, в их числе Енисейский кряж, Байкало-Патомское нагорье и др. По характеру тектонического развития эти районы представляли собой пассивные окраины материков. Для геосинклиналей среднего рифея по сравнению с раннерифейскими характерны несколько большая подвижность и более разнообразный формационный состав, а также более широкое проявление магматической деятельности. Все эти особенности развития усилились к концу среднего рифея, а магматическая активность достигла максимума около 1150-1050 млн. лет назад.

С трансгрессивным характером среднего рифея связано широкое распространение морских бассейнов. Большие площади (57%) занимали моря на Сибирской платформе. Средние мощности платформенных отложений составляют около 1000 м, максимальные достигают 5-6 тыс. м. Морские карбонатные комплексы, установленные на северо-западном склоне Анабарского массива, довольно редки в раннем и среднем рифее. На севере Анабарского массива карбонатный комплекс начинается строматолитовыми доломитами с прослоями алевролитов (котуйканская свита нижнего рифея). Выше согласно залегает среднерифейская толща ритмичного чередования хомогенных и строматолитовых доломитов с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Морские карбонатно-терригенные комплексы преобладают на Сибирской платформе (более 70%), соотношение карбонатной и терригенной частей в них равное или доминирует одна из них, но не более чем на 20%. Для геосинклиналей раннего и среднего рифея карбонатно-терригенные комплексы не типичны. Лишь на Урале, в западной зоне на широком шельфе, обрамлявшем платформу, накапливались мощные терригенные и карбонатные толщи нижнерифейской бурзянской и среднерифейской юрматинской серий, каждая из которых снизу и сверху ограничена несогласиями. Общая мощность их ~ 10 км. На Сибирской платформе карбонатно-терригенные комплексы формировались в широких внутриконтинентальных и краевых бассейнах. В составе карбонатов преобладали доломиты, иногда хомогенные. Такие комплексы накапливались с раннего рифея на северной окраине платформы в бассейне р. Оленек и в Учуро-Майском районе, со среднего рифея - на более обширных пространствах северо-запада платформы, на территории Вилойской синеклизы, на площадях между реками Кольмой и Леной. Для этих районов характерно формирование крупных трансгрессивных осадочных циклов и последовательное расширение площадей осадконакопления. Мощность отложений составляет обычно сотни метров, иногда 2-3 км; в Юдомо-Майском прогибе, где известны лучшие разрезы среднего рифея, она достигает 5 км. Подводно-вулканогенные комплексы, развитые на Урале, представлены вулканитами айской серии, спилитами, диабазами и альбитофирами мошакской серии. С некоторой условностью выделяются среднерифейские вулканиты в сосновской свите на западе Енисейского кряжа. Наземно-вулканогенные комплексы на Сибирской платформе известны как среднерифейские траппы на севере Оленекского поднятия; северо-западе Анабарского массива, в районе Игарки и севернее Патомской зоны.

Нижний рифей

Наиболее полный разрез нижнего рифея Сибири имеется на Оленекском поднятии и Анабарском массиве /Савицкий и др., 1959; Семихатов, 1974/, в ко-

торых выделяются две части. Нижняя представлена кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, гравелитами и аргиллитами с редкими пластами основных эффузивов (сыгынахтакская свита, мукунская серия). Верхняя часть сложена преимущественно строматолитовыми доломитами с прослоями глинистых разностей и алевролитов (котуйканская и котингдинская свиты). Вопрос о выделении нижнего рифея на Енисейском кряже остается дискуссионным. В осадочно-метаморфических толщах заангарской части Енисейского кряжа В.Г. Петров /1982/ выделяет тейскую серию нижнего рифея, состоящую из свит панимбинской, Сухого хребта (свита хр. Карпинского) и пенченгинской. По мнению других исследователей, нижний рифей на Енисейском кряже отсутствует или представлен только своими верхними горизонтами, которые пока невозможно отделить от среднего рифея /Семихатов, 1974/.

В разрезе Южного Урала к нижнему рифею относят бурзянскую серию, которая несогласно налегает на тараташские гнейсы и прорывающие их граниты /Семихатов, 1974; Стратиграфия СССР, 1963/. Бурзянскую серию составляют три свиты, образующие законченный осадочный цикл. Нижняя, айская, свита (800–2250 м) состоит из кварц-полевошпатовых и аркозовых пород, средняя, саткинская (1900–2400 м), сложена строматолитовыми доломитами с магнетитами, третья, бакальская (1200–1400 м), – филлитизированными сланцами и алевролитами с прослоями строматолитовых доломитов.

Нижнерифейские отложения обычно подстилаются корой глубокого химического выветривания и содержат переотложенные продукты /Головенко, 1976; Сидоренко, Чайка, 1970/. Региональное распространение продуктов переотложения коры выветривания свидетельствует о существовании единой эпохи выветривания, отделявшей этап формирования нижнерифейских толщ от более ранних этапов. Глинистое вещество изучалось в слабоизмененных платформенных отложениях западного склона Анабарского массива и в метаморфизованных до стадии зеленых сланцев геосинклинальных отложениях Енисейского кряжа и Южного Урала.

Анабарский массив

Мукунская серия нижнего рифея на западном склоне Анабарского массива представлена ожелезненными песчаниками, кварцито-песчаниками, гравелитами, алевролитами и глинистыми сланцами /Злобин, Кабаньков, 1970; Семихатов, 1974/. В составе серии выделяются ильинская, бурдурская, лабзатакская и усть-ильинская свиты. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза мукунской серии по р. Котуйкан составлена по данным А.В. Ивановской /Ивановская, Сочава, 1983/, по коллекции которой автором изучалось глинистое вещество.

Ильинская свита (145–240 м), залегающая на архейских гранитах, в основании сложена конгломератами, сцементированными красными алевролитами с гнездами каолинита. Выше залегают песчаники и кварцито-песчаники. В средней части свиты имеется конгломерат, сцементированный каолинизированным песчаником. В верхах свиты – песчаник гравелитистый. Глинистое вещество ильинской свиты, залегающей на коре выветривания, состоит большей частью из каолинита. Выше в отложениях свиты содержание каолинита уменьшается, но остается высоким, иногда преобладает. Как в коре выветривания, так и в отложениях ильинской свиты гидрослюда представлена гидратированными разностями. В верхней части свиты гидрослюда преобладает. В песчаниках свиты глинистое вещество обогащено алюминием, литием, обеднено титаном, магнием и натрием. Содержание большей части малых элементов в свите понижено относительно глин и глинистых сланцев. Особенно низки содержания ванадия, марганца, никеля, кобаль-

та, цинка и свинца, содержание бора и хрома находится на кларковом уровне (см. табл. 3, 4). В низах верхнеильинской подсвиты в глинистом веществе содержание меди повышено. Содержание малых элементов колеблется в широких пределах.

Бурдурская свита (100–205 м) состоит из кварцевых песчаников красного, серого, розового и оранжевого цвета. Песчаники сливные чередуются с каолинизированными, обогащенными гидроокислами железа. Глинистое вещество песчаников бурдурской свиты характеризуется почти мономинеральным гидрослюдистым составом, иногда присутствует тонкодисперсный кварц. Как и в ильинской свите, гидрослюда гидратирована. В глинистом веществе свиты повышено содержание алюминия и лития, понижено – титана, магния и натрия. Среднее по свите содержание бора, хрома и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 3, 4).

Лабазтахская свита (100–150 м) сложена кварцевыми каолинизированными разнозернистыми песчаниками, иногда с гальками кварца. В основании свиты имеется прослой гравелита, в верхах появляется глауконит. Глинистое вещество имеет наиболее разнообразный состав. Здесь встречаются песчаники, содержащие в тонкодисперсной части только хлорит или гидратированную гидрослуду с хлоритом и каолинитом. В некоторых песчаниках глинистое вещество состоит только из гидратированной гидрослуды. В каолинизированных песчаниках находятся каолинит, хлорит и смешанослойные образования гидрослуды – монтмориллонит. В лабазтахской свите содержание алюминия и лития повышено, титана и натрия – понижено. Относительно глин и глинистых сланцев глинистое вещество свиты обеднено малыми элементами (см. табл. 3, 4).

Устьильинская свита (55–60 м), завершающая мукунскую серию, представлена характерными алеврито–сланцевыми породами. Внизу свиты переслаиваются светло–серые алевролиты и темно–серые аргиллиты со знаками яриби, трещинами усыхания и зернами глауконита. В средней части залегают алевролиты светло–серые и зеленые с прослоями глауконита, в верхней – алевролит с аргиллитом и доломитом. Глинистое вещество алевролитов и аргиллитов состоит из гидратированной гидрослуды и хлорита, преобладает гидрослюда. Количество хлорита незначительно. В глинистом веществе устьильинской свиты относительно нижежележащих свит повышено содержание титана и калия, понижено – алюминия. Для свиты характерно более высокое относительно других свит серии среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома, циркония и бария. Содержание марганца, кобальта, никеля, меди, цинка и свинца ниже, чем в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 3, 4). Содержание малых элементов в глинистом веществе колеблется в значительных пределах. Нижняя часть свиты отличается высоким содержанием бария и стронция.

В целом по мукунской серии глинистое вещество характеризуется высоким содержанием алюминия, лития, низким – натрия, кобальта, никеля и цинка. Соотношение стронция и бария в глинистом веществе в пределах серии периодически меняется. В ильинской свите и некоторых горизонтах бурдурской стронция больше, чем бария; в лабазтахской и низах устьильинской бария больше, чем стронция; в верхах устьильинской снова стронция больше, чем бария.

Енисейский край

Тейская серия нижнего рифея в бассейне рек Бол. Пит и Сухой Пит представлена отложениями панимбинской и пенченгинской свит и свиты хр. Карпинского /Кириченко, 1967; Петров, 1982/.

Панимбинская свита (1300–2500 м) сложена зеленокаменными эффузивами, их туфами с подчиненными им туфопесчаниками, известняками и сланцами. Глинистое вещество в породах свиты не изучалось.

Свиту Сухого хребта (~1000 м) составляют темно-серые и черные углеродистые, пиритоносные филлиты, алевроито-глинистые сланцы с прослоями известняков, песчаников и гравелитов, согласно залегающих на конгломератовидных известняках панимбинской свиты. Глинистое вещество в сланцах свиты состоит из гидрослюда и хлорита. В песчаниках и гравелитах преобладает хлорит, в большом количестве присутствует тонкодисперсный гётит. Содержание минералообразующих элементов глинистого вещества резко различается в песчаниках и гравелитах, в сланцах и аргиллитах. В первых содержится очень много железа, вторые обогащены алюминием, содержание других элементов также колеблется в широких пределах: окислов кремния 43–70%, алюминия 11,6–36,0, титана 0,29–2,28, магния 0,65–3,05, железа 5,6–27,6, калия 0,38–5,32, натрия 0,06–1,16%. Пределы колебания содержания окислов этих элементов в группе сланцев и филлитов незначительны; средние их значения (кремния – 51%, алюминия – 29, титана – 1,9, магния – 1,0, железа – 6,6, калия – 4,8, натрия – 0,85%) отличаются от среднего состава свиты. Среднее по свите содержание малых элементов ниже кларкового или соответствует ему (исключение составляют никель, кобальт и медь, содержание которых повышено). В глинистом веществе сланцев и филлитов повышено содержание бора, титана и ширкония (см. табл. 3, 4). Пределы колебания содержания малых элементов в целом по свите значительны. Имеются уровни с повышенным содержанием никеля, меди и цинка.

Пенченгинская свита (более 1000 м) представлена в нижней части кристаллическими слюдяно-кварцевыми сланцами, переходящими выше в эпидотовые. В верхней части разреза распространены темно-серые тонкорассланцованные хлорит-серицитовые и кварц-хлоритовые породы с соответственно микролепидо- и гранобластовой структурами. В средней появляются эпидотовые сланцы, в нижней – кристаллические слюдяно-кварцевые. В сланцах верхней части пенченгинской свиты содержание тонкодисперсного органического вещества незначительно (0,007–0,08%), но довольно высока для рифейских отложений Енисейского края степень битуминизации органического вещества (от 7,5 до 71%) /Акульшина и др., 1975/.

Глинистое вещество в породах пенченгинской свиты представлено разнообразными минералами. Рентгенографически определяются гидрослюда, хлорит, пирофиллит, тальк, полевые шпаты, озанит (?), кордиерит и тонкодисперсный кварц. Примерно в половине изученных образцов тонкодисперсное вещество состоит из гидрослюда и хлорита с незначительной примесью полевых шпатов и кварца. Другая половина образцов в составе тонкодисперсного вещества содержит тальк, озанит (?), кордиерит, слагающие фракцию либо полностью, либо частично вместе с гидрослюдой и хлоритом. Слои, содержащие в тонкодисперсной фракции глинистые минералы, в разрезе чередуются со слоями, тонкодисперсная фракция которых состоит из неглинистых минералов частично или полностью. При этом увеличения содержания последних с глубиной залегания в пределах разреза свиты не отмечается. Химический состав тонкодисперсной фракции необычен для глинистого вещества – низкое содержание окислов алюминия (~10%), калия (3%), высокое – магния (>8%). Для нее характерно обогащение марганцем, кобальтом, цирконием и барием относительно глинистых сланцев. Среднее по свите содержание ванадия, хрома, меди и галлия понижено (см. табл. 3, 4), однако имеются горизонты, в которых содержания рудных элементов очень высокие – меди 300 г/т, цинка 140 и свинца 30 г/т.

Бурзьянская серия нижнего рифея в северной и восточной частях Башкирско-го антиклинория делится на три свиты: айскую, саткинскую и бакальскую /Гарань, 1963/.

Айская свита (800–2500 м) в нижней части сложена песчаниками и конгломератами с подчиненными им основными эффузивами, в верхней – песчаниками и филлитовидными сланцами. В глинистом веществе свиты среднее содержание малых элементов, за исключением ванадия, хрома и бария, не превышает их концентрацию в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 4). В пределах свиты распределение элементов неравномерное и в некоторых горизонтах повышено содержание хрома, меди и свинца относительно глин и глинистых сланцев.

Саткинская свита (2000–2400 м) сложена доломитами, в меньшей мере доломитовыми известняками, доломитовыми мергелями и частично известняками. Встречаются в составе свиты мергельные углисто-серицито-глинистые сланцы и серицито-кварцево-глинистые филлитовидные сланцы. Глинистое вещество доломитов и сланцев имеет в основном гидрослюдистый состав, в низах свиты присутствуют пиррофиллит и хлорит. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует этому составу. Содержание окислов находится в следующих пределах: кремния – 52–66%; алюминия 19,0–30,0; титана 0,44–1,00; магния 0,8–4,2; железа 3,75–6,90; калия 4,28–8,13; натрия 0,12–1,50%. Среднее содержание малых элементов, за исключением бора и бария, в глинистом веществе свиты или равно, или ниже их содержания в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 3, 4). Колебания в содержании малых элементов значительны. В пределах свиты имеются горизонты, глинистое вещество которых обогащено бором, титаном, ванадием, никелем и свинцом относительно глин и глинистых сланцев.

Бакальская свита (1200–1300 м) сложена серицито-кварцево-глинистыми, углисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами, филлитизированными алевролитами. В верхней части свиты в терригенных породах встречаются известняки, доломиты и доломитовые известняки. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюда и хлорита, иногда присутствует каолинит, встречается гидратированная гидрослюда. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу (высокое содержание окислов алюминия и калия, пониженное – магния и натрия). Пределы колебания минералообразующих элементов невелики и составляют для окислов кремния 50–56%, алюминия – 24–36, титана 0,60–1,94, магния 0,4–3,1, железа 2,7–9,6, калия 3,9–8,7, натрия 0,13–0,90%. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе бакальской свиты, за исключением бора и бария, понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 3, 4).

Для минерального состава глинистого вещества нижнерифейских отложений характерно наличие значительного количества каолинита в терригенных осадках и убывание его вверх по разрезу. Каолинит и пиррофиллит присутствуют в нижних горизонтах карбонатных отложений. Гидрослюда часто гидратирована.

В глинистом веществе нижнего рифея разных регионов отмечается повышенное содержание алюминия, иногда железа, низкое – натрия, магния, умеренное – калия, титана. Особенностью глинистого вещества всех изученных регионов нижнего рифея является низкое или среднее содержание бора, ванадия, хрома, меди, цинка и циркония. Так, для мукунской и бурзьянской серий характерно низкое содержание марганца, кобальта, никеля и цинка, для тейской – высокое содержание марганца, кобальта, никеля. Высокая концентрация бария присуща отложениям тейской и бурзьянской серий и устьильинской свите мукунской серии. В целом по составу глинистого вещества четко прослеживается генетическая связь нижнерифейских отложений с корой выветривания, проявляющаяся в каолиновом составе

глинистого вещества в терригенных прибрежно-морских отложениях и высокой его зрелости как в терригенных, так и в карбонатных морских отложениях. Отмеченные выше особенности состава глинистого вещества согласуются с данными об интенсивном химическом выветривании в раннем протерозое /Сидоренко, 1975/.

Средний рифей

Состав глинистого вещества изучался в платформенных и геосинклинальных отложениях Игарского района, Туруханского поднятия, Енисейского кряжа, Урала и Юдомо-Майского прогиба, представляющих наиболее полные разрезы среднего рифея.

Игарское поднятие

Средний рифей Игарского района представлен сильно дислоцированными отложениями лудовской и губинской толщ, последовательность и объем которых являются объектом дискуссий, что обусловлено очень плохой обнаженностью района. В ранних работах /Савицкий и др., 1967/ лудовская и губинская свиты выделены как самостоятельные стратиграфические единицы и сопоставлены со стрельногорской свитой Туруханского поднятия /Драгунов, 1963; Геологическое строение..., 1963; Гелецяи, 1974/. На основании изучения материала, полученного при бурении, В.Ф. Ржевский и К.М. Чехович /1978/ считают, что губинская толща располагается в основании доступного наблюдению разреза.

Губинскую свиту (~ 800 м) составляют розовые, малиново-красные кварцитовидные песчаники. В ее верхней части преобладают алевропесчаники, в нижней – песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. Главным минералом в составе глинистого вещества является гидрослюда, которая присутствует по всему разрезу; иногда она гидратирована. На одних уровнях появляется хлорит, магнетитово-железистый и железистый, на других – каолинит, имеются горизонты с монтмориллонитом, встречается гётит. Содержание минералообразующих элементов глинистого вещества соответствует его минеральному составу. Содержание железа в целом по свите составляет около 8%, на отдельных уровнях до 15% и, вероятно, связано с окислами железа и железистым хлоритом. Количество калия обуславливает гидрослюдистый состав, высокие содержания алюминия (до 20%) на некоторых уровнях коррелируются с присутствием каолинита. Средние по свите содержания малых элементов (см. табл. 5, 6) показывают, что глинистое вещество обогащено медью, содержание других элементов понижено относительно глин и глинистых сланцев. Особенно высокая концентрация меди (250–400 г/т) отмечается в некоторых алевропесчаниках.

Лудовская свита (500 м) сложена монотонными филлитами, алевритовыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников и известняков. Филлиты и алевритовые серицит-хлоритовые сланцы занимают 80–90% пород. В глинистом веществе сланцев и известняков имеются гидрослюда, хлорит, каолинит и тонкодисперсный кварц, обычно преобладает гидрослюда, иногда хлорит. Минералообразующие элементы глинистого вещества находятся в следующих пределах: окислы кремния 48–66%, алюминия 11–24, титана 0,20–1,90, магния 0,84–2,66, железа 2,93–11,32, калия 3–6,88, натрия 0,09–0,26%. Низкие содержания алюминия и титана установлены только для узких интервалов разреза. Средние по свите содержания минералообразующих элементов обычны для гидрослюдистого состава глинистого вещества. Содержание меди в глинистом веществе лудовской

свиты повышено, других элементов – понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6).

Туруханское поднятие

В Туруханской структурно-фациальной зоне имеется один из наиболее полных разрезов слабометаморфизованных рифейских отложений /Кириченко, 1955; Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов, 1962; Драгунов, 1963/ – якутский комплекс среднего рифея, который представляют свиты стрельногорская, линокская, сухотунгусинская, деревнинская и буровой.

Стрельногорская свита (750–800 м) делится на две подсвиты. Нижняя представлена олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов; в верхней части ее песчаники переслаиваются с темно-серыми, черными глинистыми сланцами. Верхняя характеризуется переслаиванием кварцитов, глинистых сланцев и доломитисто-глинистых мергелей. В глинистом веществе стрельногорской свиты содержатся гидрослюда, хлорит, каолинит, встречаются смешанослойные образования. Для него характерно повышенное содержание в среднем по свите окислов алюминия, пониженное – титана, магния, почти равные соотношения окисного и закисного железа. Содержания минералообразующих элементов колеблются в широких пределах: окислы кремния 44–64%, алюминия 14–28, титана 0,58–1,25, магния 1,3–3,9, калия 2,8–7,24, натрия 0,15–2,52, железо окисное 1,34–11,08, железо закисное 1,03–10,3%. Средние по свите содержания бора и меди в глинистом веществе превышают их содержания в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 5, 6). Пределы колебания в содержании малых элементов значительны.

Свита линок (170 м) в разрезе р. Сухой Тунгуски в основании имеет конгломераты, перекрывающие сланцы стрельногорской свиты. На р. Нижней Тунгуске свита согласно перекрывает стрельногорские сланцы через переслаивание с известняками. Свиту линок составляют глинистые известняки, мергели и доломиты. По литологическим особенностям она делится на две подсвиты. Нижняя представлена доломитисто-глинистыми известняками и мергелями, верхняя – известковистыми доломитами. В глинистом веществе свиты присутствует гидрослюда и много тонкодисперсного кварца, последнее обуславливает высокое содержание окислов кремния относительно алюминия. Дисперсия содержания минералообразующих элементов незначительна и указывает на однородный состав глинистого вещества по сравнению с глинами и глинистыми сланцами (см. табл. 5, 6). Средние содержания бора и циркония в глинистом веществе свиты линок выше; ванадия, хрома, кобальта, никеля и галлия ниже.

Сухотунгусинская свита (500–650 м), согласно залегающая на нижележащих отложениях, делится на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена известняками чистыми, доломитистыми, доломитисто-глинистыми; верхняя – известковистыми доломитами, интенсивно окремненными. Глинистое вещество сухотунгусинской свиты не изучалось.

Деревнинская свита (200–600 м) состоит из доломитов, водорослевых доломитов, известняков, в различной степени доломитизированных и окрашенных окислами железа. В средней части свиты залегают глинистые сланцы и кварциты. Главные минералы глинистого вещества – гидрослюда и каолинит (чаще преобладает гидрослюда, каолинит – на определенных стратиграфических интервалах). Имеются горизонты, в которых каолинит и смешанослойные образования находятся почти в равных соотношениях, иногда глинистое вещество состоит из гётита, смешанослойных образований и гидратированной гидрослуды. Содержания минералообразующих элементов соответствуют этому минеральному составу. В некоторых горизонтах кремнезем и глинозем находятся почти в равных соотно-

шениях. Пределы колебания содержания окислов следующие: кремния 25–52%, алюминия 19–34, титана 0,53–3,8, магния 0,01–3,5, железа 2,4–44, калия 2,1–7,3, натрия 0,001–2,2%. Глинистое вещество деревянской свиты обогащено бором и медью, обеднено кобальтом и никелем относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6). Содержание бора и меди меняется в широких пределах: 15–700 и 50–250 г/т соответственно.

Свита буровой (400–900 м) сложена темно-серыми известковистыми и водорослевыми доломитами; по соотношению составляющих пород она делится на две подсвиты. В нижней обломочные и строматолитовые доломиты переслаиваются с известковыми доломитами. В верхней преобладают известковистые доломиты или обломочные и валунные доломиты. Глинистое вещество сложено гидрослюдой и железистым хлоритом. Средние по свите содержания минералообразующих элементов соответствуют минеральному составу. Высокое содержание железа, вероятно, связано с железистым хлоритом и свободными окислами. Пределы колебания содержания окислов составляют для кремния 45–49%, алюминия 13–17, титана 0,9–1,3; магния 2,5–3,9, железа 10,4–24,4, калия 4,6–6,9, натрия 0,05–0,22%. Глинистое вещество свиты относительно глин и глинистых сланцев обогащено бором (220–300 г/т), медью (100–150 г/т) и цирконием (70–420 г/т), обеднено ванадием, хромом, кобальтом, никелем и свинцом (см. табл. 5, 6).

В целом глинистое вещество якутского комплекса в свитах стрельногорской и деревянской состоит из гидрослюды и каолинита, в свите линокской – из гидрослюды, в свите буровой – из гидрослюды и хлорита. В примеси присутствует тонкодисперсный кварц. Химический состав в общем виде соответствует минеральному. Среднее по свитам содержание кремнезема (46–70%), глинозема (12–25%) и калия (3,21–6,05%) колеблется в широких пределах, что обусловлено присутствием тонкодисперсного кварца, каолинита и гидрослюды соответственно. Высоки содержания окислов железа в свите буровой (~16%). Снизу вверх в пределах комплекса изменяется химический состав глинистого вещества. При этом различаются нижняя и верхняя части комплекса. В пределах нижней части (свиты стрельногорская, линок) снизу вверх убывает содержание глинозема, магния, кальция, железа окисного и закисного, калия и натрия, возрастает – кремнезема. В верхней части (от деревянской до свиты буровой) убывает содержание глинозема, калия и натрия, возрастает кремнезема, магния и железа. По содержанию малых элементов в глинистом веществе разрез якутского комплекса также делится на две части: нижнюю (свиты стрельногорская, линок*) и верхнюю (свиты деревянская, буровой). В каждой из частей снизу вверх уменьшается среднее по свитам содержание ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, стронция и свинца; возрастает – циркония. Поведение бора и галлия в нижней и верхней частях якутского комплекса различно: от стрельногорской свиты до свиты линок содержание их убывает, от деревянской до буровой – возрастает. Следует отметить, что в свитах стрельногорской, деревянской и буровой глинистое вещество обогащено бором (100–120 г/т), медью (15–18 г/т), иногда свинцом. В отдельных горизонтах стрельногорской свиты содержание меди достигает 100–350 г/т, свинца 10–50 г/т; в деревянской свите 20–250 и 10–170 г/т, в свите буровой 100–120 и ~10 г/т соответственно; в свите линок содержание меди не поднимается выше 150 г/т, содержание свинца ~10 г/т.

Енисейский кряж

Сухопитская серия среднего рифея Енисейского кряжа представляет собой единый комплекс осадочных образований и подразделяется на кординскую, горби-

* По свите сухотунгусинской отсутствуют геохимические данные.

локскую, удерейскую, погорюйскую и аладьинскую свиты и свиту карточки /Семихатов, 1962; Кириченко, 1967; Петров, 1982/.

Кординская свита (400–1300 м) с признаками перерыва в осадконакоплении залегает на осадочно–метаморфических и интрузивных породах тейской серии. Местами на подстилающих породах наблюдается мощная кора химического выветривания. Отложения кординской свиты довольно однообразны по всей площади распространения и выдержаны по составу, представлены конгломератами и гравелитами, песчаниками и кварцитами, алевросланцами и их метаморфическими производными. В основании свиты залегают конгломераты и гравелиты, слагающие базальный горизонт. Очень широко распространены песчаники, обломочный материал (60–90%) в которых представлен кварцем (50–80%) и полевыми шпатами (20–50%). Среди сланцев преобладают черные и темно–серые алеврито–глинистые, кварцево–биотитовые, кварц–хлорит–серицитовые разности; содержится обильная тонкораспыленная вкрапленность графита, а также зерна карбоната, турмалина и рудного минерала. Характерная особенность сланцев – высокое содержание в них глинозема (до 27–30%). Тонкодисперсное глинистое вещество в породах кординской свиты сложено гидрослюдой, каолинитом и хлоритом. Гидрослюда обычно преобладает, магнезиально–железистые и железистые хлориты составляют меньшую часть глинистого вещества, присутствуют смешанослойные образования. Химический состав соответствует минеральному. В кординской свите повышено среднее содержание бора, ванадия и свинца относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6). В некоторых нижних горизонтах свиты содержание меди достигает 150 г/т, цинка 140, свинца 320 г/т.

Горбилоская свита (300–1500 м) сложена глинистыми серицито–хлоритовыми сланцами и более метаморфизованной разновидностью – кварцево–серицито–хлоритовыми. Встречающиеся иногда в сланцах своеобразные агрегаты хлорита, по–видимому, указывают на вулканогенно–осадочное (пепловое) происхождение части первичного пелитового материала сланцев, переработанного в начальные стадии метаморфизма. Содержание глинистой раскристаллизованной массы в сланцах не превышает 25–35%; в ней постоянно присутствует тонкораспыленный графит (5–8%). Обилие мелких листочков гидрослюды, серицита и чешуек хлорита обуславливает микролепидобластовую структуру пород /Петров, 1982/. Глинистое вещество пород горбилоской свиты состоит из гидрослюды и хлорита, которые являются главными компонентами. Присутствуют смешанослойные образования и каолинит. Среднее по свите содержание окислов кремния, алюминия, титана, магния, железа, калия и натрия соответствует минеральному составу. Среднее содержание некоторых малых элементов в глинистом веществе колеблется по площади распространения отложений свиты. Так, в нижнем течении р. Горбилоской содержание бора (133 г/т), ванадия (134 г/т), меди (102 г/т), цинка (71 г/т), стронция (314 г/т), бария (1150 г/т), свинца (39 г/т) значительно превышает их среднее содержание в Горбилоской зоне (см. табл. 5, 6). В некоторых горизонтах свиты в глинистом веществе отмечаются высокие содержания меди (500 г/т), цинка (180 г/т) и свинца (32 г/т).

Удерейская свита (~1700 м) представлена однообразной и монотонной толщей глинистых и алеврито–глинистых сланцев. Наиболее распространены светлые, темно–серые, иногда черные филлитизированные разности, представляющие собой очень слабо раскристаллизованную породу, состоящую из кварца, серицита, хлорита, турмалина, рудного минерала, углеродистого вещества и различного количества пелитового материала. Нижняя часть разреза удерейской свиты обогащена углеродистым материалом и сульфидами. Глинистое вещество состоит из гидрослюды и хлорита. В пределах свиты в глинистом веществе только глинозем имеет широкие пределы колебания (16,7–27,0%), содержание других окислов находится в небольших пределах: кремния 49–51%, титана 0,42–0,61, магния

1,9–2,05, железа 7,0–11,0, калия 3,7–4,1, натрия 1,60–1,30%. В среднем содержании малых элементов имеется несколько большая дисперсия относительно главных минералообразующих. Низкие содержания некоторых малых элементов характерны для Горбилкокской зоны (см. табл. 5, 6). В бассейне р. Бол. Пит среднее по свите содержание малых элементов следующее: бора 75 г/т, титана – 5800, ванадия – 230, хрома – 100, марганца – 933, кобальта – 15, никеля – 86, меди – 130, цинка – 316, галлия – 26, стронция – 533, циркония – 900, бария – 1800, свинца – 31 г/т, т.е. здесь глинистое вещество удерейской свиты обогащено ванадием, медью, цинком и свинцом относительно глин и глинистых сланцев.

Погорюйская свита (800–1500 м) в основании имеет обогащенную песчаниками пачку мощностью ~12 м или полимиктовые буровато-серые, бурые песчаники, залегающие на филлитизированных глинистых сланцах удерейской свиты. Выше по разрезу их сменяют темно-серые и черные глинистые и филлитизированные серицит-хлоритовые сланцы. Алеврито-глинистые сланцы, составляющие большую часть разреза, представляют собой чередование алевритовых и глинистых слоев. В средней и верхней частях свиты встречаются прослои аркозово-полевошатово-кварцевых песчаников, содержащих кварц (до 90%) и полевые шпаты (до 10%). Содержание тонкорассеянного органического вещества в сланцах погорюйской свиты незначительно (0,03–0,04%, изредка 0,09%). Глинистое вещество раскристаллизовано на 70–80%, под микроскопом наблюдаются гидрослюда и хлорит. В разрезах горбилкокской зоны глинистое вещество состоит из гидрослюда и хлорита магнезиально-железистого и железистого. В каменной зоне значительную долю его составляют смешанослойные образования, присутствует монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов в глинистом веществе обеих зон существенно не различается, лишь несколько больше натрия содержится в горбилкокской зоне. Среднее содержание большей части малых элементов в глинистом веществе приенисейской, горбилкокской и каменной зон близко между собой. Относительно глин и глинистых сланцев в погорюйской свите повышено содержание ванадия и хрома во всех зонах, меди и галлия – в горбилкокской и каменной зонах, циркония и бария – в приенисейской и горбилкокской, бора и свинца – в каменной (см. табл. 5, 6). Пределы колебания содержания малых элементов по свите значительны.

Свита карточка (300–450 м) согласно залегают на погорюйских сланцах и сложена известково-глинистыми сланцами и мергелями серого, светло-желтого и вишневого цвета. Карбонатный материал представлен пелитоморфным кальцитом и составляет 30–50% породы. В красноцветных разностях сланцев присутствуют гидрогематит и гётит в количестве 3–8% в виде тончайших прослоев. В бассейне р. Бол. Пит в известковых сланцах находится горизонт железо-марганцевых конкреций. Глинистое вещество пород свиты карточки в горбилкокской зоне состоит из гидрослюда и магнезиально-железистого хлорита, в каменной помимо главных компонентов содержит заметное количество смешанослойных образований. Среднее содержание минералообразующих элементов в каменной и горбилкокской зонах близко между собой, только содержание натрия более высокое в горбилкокской и приенисейской зонах. В приенисейской зоне в сосновской свите за счет тонкодисперсного кварца содержится несколько больше кремнезема. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе каменной, горбилкокской и приенисейской зон существенно различается. Максимальные содержания их наблюдаются в горбилкокской зоне (см. табл. 5, 6).

Аладьинская свита (300–400 м) сложена доломитизированными известняками, доломитами, известковыми доломитами и обломочными известняками. Характерной особенностью пород является широкое развитие процессов доломитизации и окварцевания. Глинистое вещество свиты сложено гидрослюдой и магнези-

ально-железистыми хлоритами. В отличие от хлоритов горбилюкской, удерейской и погорюйской свит, хлориты аладьинской свиты в большей степени обогащены магнием (4–5%). Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества в каменной и горбилюкской зонах близко. Среднее содержание большей части малых элементов также мало различается; исключение составляет цинк, содержание которого в каменной зоне в два раза выше, чем в горбилюкской, содержание циркония и бария более высокое в последней (см. табл. 5, 6). Из приведенного следует, что в глинистом веществе аладьинской свиты содержание большей части малых элементов понижено относительно свиты карточки, глин и глинистых сланцев.

Тунгусикская серия, охватывающая пограничные отложения среднего и верхнего рифея, подразделяется на потоскуйскую и шунтарскую свиты среднего рифея и киргитейскую – верхнего /Семихатов, 1974/. Потоскуйская свита в каменной зоне делится на красногорскую и джурскую свиты, киргитейская – на свиту Серого Ключа и дадыктинскую.

Потоскуйская свита (900–1600 м) в нижней части сложена довольно однообразными темно-серыми, черными глинистыми, алевроито-глинистыми сланцами. Выше залегает толща, представленная переслаивающимися темно-серыми, черными углеродисто-хлоритоидными, глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами, кварцитовидными песчаниками с горизонтом серых брекчиевидных известняков в средней части толщи. Разрез свиты заканчивается пачкой серых, темно-серых кристаллических известняков, в основании которой залегает прослой строматолитами. Наиболее обогащена углеродистым веществом нижняя часть свиты. Содержание $C_{орг}$ в среднем по свите достигает 0,2% /Акульшина, Казан-

ский и др., 1981; Акульшина, Сараев и др., 1981/. В бассейне р. Горбилюк свита разделена на четыре пачки. Первая, наиболее мощная, состоит из темно-серых глинистых сланцев. Их перекрывает пачка кристаллических известняков. Третья пачка представлена переслаиванием глинистых сланцев, песчаников вишневого цвета, кварцитов, хлоритоидных и алевроито-глинистых сланцев. Верхнюю часть свиты составляют темно-серые известняки четвертой пачки, в подошве которой находятся строматолиты. В каменной зоне в составе потоскуйской свиты выделяются красногорская (нижняя терригенная) и джурская (верхняя карбонатная) свиты.

В потоскуйской свите горбилюкской зоны минеральный состав глинистого вещества довольно изменчив. Нижние горизонты первой пачки по составу глинистой фракции близки к нижележащей аладьинской свите. Глинистое вещество сложено гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. В средней части первой пачки присутствует каолинит. В направлении к кровле пачки наблюдается уменьшение доли хлорита до полного его исчезновения. Глинистое вещество второй пачки сложено гидрослюдой и гетитом. Третья пачка в нижней части содержит гидрослюду и железистый хлорит, в верхней – гидрослюду, каолинит, пиррофиллит, железистый хлорит и смешанослойные минералы. Глинистая фракция пород четвертой пачки сложена только гидрослюдой. В приенисейской зоне глинистое вещество потоскуйских сланцев и песчаников состоит в основном из гидрослюды. Хлорит преимущественно железистый, присутствует в незначительных количествах, встречается каолинит. В разрезах каменной зоны глинистое вещество красногорской свиты сложено в значительной мере каолинитом и гидрослюдой. Присутствуют смешанослойные разновидности гидрослюды, железистый хлорит, пиррофиллит и монтмориллонит. В джурской свите этих разрезов гидрослюда преобладает, в большей части образцов содержится магнезиально-железистый хлорит. Каолинит присутствует в качестве примеси, но иногда является преобладающим минералом. Таким образом, в изменении состава глинистого вещества отмечает-

ся тенденция уменьшения содержания каолинита снизу вверх – от красногорской свиты к джурской. В красногорской свите глинистое вещество состоит из каолинита, гидрослюда, хлорита и смешанослойных минералов, в джурской – преимущественно из гидрослюда, в меньшей мере, хлорита и каолинита. Наибольшее содержание алюминия приурочено к красногорской, магния – к джурской свитам каменной зоны. Средние содержания минералообразующих элементов глинистого вещества потоскуйской свиты в разных зонах довольно близки. В потоскуйской свите приенисейской зоны среднее содержание цинка и циркония, в горбилкокской – бора, титана, ванадия, хрома, меди, цинка, циркония и бария повышено относительно глинистых сланцев. В красногорской и джурской свитах каменной зоны среднее содержание бора, ванадия, цинка, галлия и свинца повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 5, 6). Следует отметить, что джурская свита отличается очень высоким содержанием марганца и цинка. Колебания содержания малых элементов в пределах свиты значительны.

Шунтарская свита (600–1000 м) сложена черными, темно-серыми, углеродисто-, карбонатно-, алеврито-глинистыми, хлоритоидными сланцами с прослоями известняков и доломитов. Сравнительно редки прослои песчаников. Содержание C_{org} достигает 4–8%. Для углеродистых пород характерны тонкая вкрапленность пирита, пиритовые конкреции, тонкие прослои тонкозернистого пирита. Глинистые сланцы в основном горизонтально- и косослоистые с волноприбойными знаками, сложены хлоритом, серицитом, гидрослюдой, хлоритоидом. Включения углеродистого графитистого вещества распределены в породе неравномерно. Общее содержание его, по петрографическим данным, может достигать 20–30%. Наиболее полно шунтарская свита вскрыта бурением на Линейном месторождении /Пономарев и др., 1981/, где она имеет двучленное строение. Нижняя углеродисто-карбонатно-глинистая пачка содержит серно-колчеданные руды с галенитом и сфалеритом. Верхняя углеродисто-карбонатно-глинисто-кремнистая вмещает главные тела серно-колчеданно-свинцово-цинковых руд. Минеральный состав глинистого вещества пород шунтарской свиты горбилкокской зоны в нижней и верхней частях ее различен. В нижней преобладает гидрослюда, содержание хлорита колеблется в широких пределах. По составу хлориты относятся к магнезиально-железистым разновидностям, в некоторых образцах содержание магния в хлоритах весьма незначительно. В верхней в составе глинистого вещества пород содержится только гидрослюда, среди которой отмечаются гидратированные разновидности. В самых верхних горизонтах в весьма малом количестве снова появляется хлорит. В приенисейской зоне глинистое вещество состоит из гидрослюда и хлорита железистого, преобладает и магнезиально-железистый. В каменной зоне состав глинистого вещества наиболее разнообразен; здесь каолинит иногда находится в равных соотношениях с гидрослюдой, иногда преобладает, присутствуют хлорит, монтмориллонит, иногда в значительном количестве гетит. В каменной зоне по сравнению с горбилкокской глинистое вещество отличается большим количеством алюминия и меньшим натрия. Повышено по сравнению с глинами и глинистыми сланцами среднее по свите содержание цинка и циркония в приенисейской зоне, бора, титана, ванадия, меди, циркония и бария – в горбилкокской, бора, хрома, цинка, галлия и свинца – в каменной (см. табл. 5, 6). Пределы колебания содержания малых элементов значительны, особенно для цинка в отложениях свиты, подстилающих Горевское месторождение, и в отложениях каменной зоны.

Киргитейская (1000–1200 м) свита в горбилкокской зоне подразделяется на шесть пачек. Первая пачка включает в себя переслаивающиеся глинистые сланцы и алевролиты. Вторая представлена глинистыми сланцами с прослоями хлоритоидных сланцев, в верхней части – тонкозернистыми строматолитовыми доломитами, которые в значительной степени перекристаллизованы. Глинистые сланцы имеют серицит-хлоритовый, кварц-хлорит-гидрослюда-серицитовый состав

с примесью хлоритоида и углеродистого вещества. Третья пачка сложена главным образом черными хлоритоидными сланцами. В составе пород иногда отмечается значительное содержание карбонатного материала. Основная масса раскристаллизована в агрегат гидрослюда, хлорита, серицита. Четвертая состоит из переслаивающихся кварцитов, хлоритоидных и глинистых сланцев, алевролитов. Пятая пачка существенно карбонатная и представляет собой переслаивание доломитов, известняков и известково-глинистых сланцев. Известняки тонкозернистые, с примесью глинистого вещества, иногда гидроокислов железа, местами перекристаллизованные. Глинистые сланцы в верхах пачки практически не содержат карбонатов и обогащены алевритовым материалом. Основная масса раскристаллизована в агрегат гидрослюда, серицита, хлорита, пирофиллита. Отмечаются кристаллы хлоритоида. Шестая пачка сложена глинистыми сланцами с многочисленными прослоями хлоритоидных сланцев. В кровле пачки отмечается прослой светлых кварцитов.

В приенисейской зоне киргитейская свита делится на свиту Серого Ключа и дадыктинскую, к которым относятся пестрые по составу и фациальной изменчивости терригенно-карбонатные отложения. В основании свиты залегает кварцевый олигомиктовый песчаник. В разрезах бассейнов рек Петришевой, Погромной, Татарки, Сухого Пита, Бол. Пита и Ангары киргитейская свита разделяется на пять пачек. В связи с их рудоносностью исследовались породы первой, третьей и пятой. Первая пачка, наиболее обогащенная углеродистым веществом, сложена доломитами и известняками различной кремнистости и глинистости, вплоть до образования прослоев углеродисто-глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных и углеродисто-глинистых сланцев. В низах пачки находятся два горизонта с марганцевым оруденением. Третья пачка слабослоистых и массивных известняков с прослоями кремнисто-слюдяных сланцев содержит горизонты со сфалерит-кремнистыми конкрециями. Содержание углеродистого вещества в породах уменьшается до 1%. К средней части пачки приурочено галенит-сфалеритовое оруденение. К пятой пачке относятся наиболее распространенные так называемые "устьянгарские известняки". По р. Погромной это серые и темно-серые, слоистые и косо-слоистые, иногда доломитизированные глинистые, песчаные углеродистые известняки с кремнистыми стяжениями и будинированными прослоями кварцевых песчаников, филлитизированных глинистых сланцев и алевролитов, линзами олигомиктовых песчаников. В основании их залегает невыдержанный горизонт метаморфизованных мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников. В бассейне рек Рудиковки и Дворцовой "устьянгарские известняки" сложены преимущественно темно-серыми углеродистыми массивными известняками с прослоями темно-серых известково-глинистых сланцев, которые в низах свиты занимают доминирующее положение. Текстура сланцев микрослоистая. Слоистость обуславливается послойным распределением глинистого и углеродистого вещества и вкрапленный пирита. В бассейнах рек Бол. Пит, Сухой Пит, Меркуриха, Ангара изучены так называемые "токминские известняки"; они представлены темно-серыми, серыми и светло-серыми глинистыми и углеродисто-глинистыми известняками, часто слоистыми, тонко- и мелкозернистыми, переслаивающимися с известково-глинистыми сланцами. Тонкозернистые, пелитоморфные известняки по составу и строению близки "устьянгарским". Отложения этой пачки обычно горизонтально-слоистые, реже косо-слоистые. На определенных уровнях преобладает доломит. Первичные скопления кварца имеют криптозернистое строение и глобулярные структуры, в концентриках которых устанавливаются сфалерит и галенит /Пономарев и др., 1981/. К таким интервалам приурочено свинцово-цинковое оруденение.

Минеральный состав глинистого вещества пород киргитейской свиты горбилокской зоны заметно отличается от состава нижележащих свит. Значительную долю глинистой фракции здесь составляют гидрослюда и пирофиллит. Железистый

хлорит присутствует в небольшом количестве и не во всех образцах, встречается монтмориллонит. Имеются некоторые различия в составе глинистого вещества разных пачек свиты. Так, в первой пачке содержатся гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Вторая характеризуется преобладанием гидрослюда, значительным содержанием пиррофиллита и в некоторых образцах присутствием железистого хлорита. В третьей глинистое вещество сложено гидрослюдой и пиррофиллитом, в четвертой – гидрослюдой, хлоритом, в некоторых образцах присутствует пиррофиллит. Пятая пачка характеризуется преимущественно гидрослюдистым составом; хлорит и пиррофиллит отмечаются в весьма незначительном количестве. В шестой по сравнению с пятой содержание пиррофиллита более высокое. В составе глинистого вещества песчаников и гравелитов киргитской свиты в бассейне р. Тис имеются гидрослюда, магнезиально-железистый и железистый хлорит, пиррофиллит и полевые шпаты. Глинистое вещество "устьянгарских известняков" бассейна р. Рудиковки представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и каолинитом. Гидрослюда, магнезиально-железистый и железистый хлорит обычно содержатся в равных количествах. Иногда хлорит преобладает. Монтмориллонит, каолинит и гидроокислы железа присутствуют в качестве примесей. В бассейне р. Сухой Пит глинистое вещество "токминских известняков" состоит из гидрослюда, хлорита магнезиально-железистого, иногда железистого, монтмориллонита и каолинита. Для данных отложений характерно более высокое содержание гидрослюда относительно хлорита. Глинистое вещество пород каменной зоны характеризуется обильным содержанием пиррофиллита, гидрослюда является главным компонентом, хлорит, каолинит и смешанослойные минералы присутствуют в заметном количестве. В каменной зоне глинистое вещество свиты Серого Ключа относительно дадыктинской содержит меньше алюминия, титана, железа и натрия, больше магния. В приенисейской зоне киргитская свита относительно дадыктинской содержит меньше алюминия. Свиты Серого Ключа и дадыктинская в каменной зоне различаются по содержанию бора, ванадия, марганца, стронция и свинца; киргитская свита горбилоской и приенисейской зон – по содержанию марганца и цинка (см. табл. 5, 6). На стратиграфическом уровне киргитской свиты повышено по сравнению с глинами и глинистыми сланцами содержание в приенисейской зоне – титана, меди, цинка, циркония; в горбилоской – титана, ванадия, хрома, меди, бария; в каменной – бора, ванадия, галлия, бария и свинца. В районе Горевского месторождения повышено содержание хрома, цинка, циркония и свинца, в устьянгарских известняках – марганца, цинка и циркония, в бассейне Бол. Пита – титана, меди, цинка и циркония и вблизи рудопроявления – бора, титана, хрома, марганца, никеля, стронция и циркония. Из приведенного следует, что содержание малых элементов в пределах свиты сильно меняется.

Восточная окраина Сибирской платформы

Схемы стратиграфического расчленения рифейских отложений данного региона приведены в многочисленных публикациях /Нужнов, Ярмолюк, 1963; Нужнов, 1967; Раабен, 1975/, согласно которым к среднему рифею (майской серии) относятся эннинская, омнинская, малгинская, ципандинская, частично лахадинская свиты.

Бассейн р. Мая располагается на Учуро-Майской плите, кристаллический фундамент которой покрыт горизонтально залегающими осадочными толщами протерозоя*.

Омнинская свита (250–300 м) сложена зеленовато- и темно-серыми

* Эннинская свита на изученной территории не обнажается.

алеуритистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, которые имеют горизонтальную и косую слоистость. В нижней части свиты отмечаются прослой желто-белых кварцевых и грязно-зеленых глауконитовых песчаников. В кровле прослежены два прослоя вишнево-красных железисто-кремнистых пород с включениями глауконита и гнездовидными скоплениями тонкодисперсного гематита /Глинистые минералы..., 1976/. Глинистое вещество омнинской свиты сложено гидрослюдой и хлоритом. Аргиллиты нижней части омнинской свиты в составе глинистой фракции содержат гидрослюду, немного хлорита и тонкодисперсный кварц. Зрелость гидрослюды низкая и средняя (1,2–2,5). В алевролитах, аргиллитах и песчаниках верхней части омнинской свиты глинистая составляющая представлена в основном гидрослюдой высокой зрелости (3,0–5,0). В кровле свиты отмечаются высокое содержание хлорита и смешанослойные минералы. Содержание минералообразующих элементов в глинистом веществе свиты соответствует смешанному минеральному составу. Высокое содержание железа отражает присутствие тонкодисперсного гематита. Содержания окислов главных элементов колеблются в широких пределах: кремния 32–70%, алюминия 8–20, титана 0,12–1,02, магния 1,9–5,1, железа 6–23, калия 0,18–7,45, натрия 0,08–2,34%. Среднее содержание титана, ванадия, меди, цинка и стронция в глинистом веществе свиты повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 5, 6). Пределы колебания содержания малых элементов значительны.

Малгинская свита (100–150 м) сложена обломочно-хемогенными известняками красного и светло-серого цвета с тонкой горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистостью. Обломочные известняки, встречающиеся в незначительном количестве, представлены внутрiformационными брекчиевидными и конгломератовыми разновидностями. В кровле свиты залегает пачка черных горючих сланцев и битуминозных доломитов и известняков, глинистое вещество которых состоит из гидрослюды и хлорита. Брекчированные известняки свиты содержат в глинистой части пород хлорит и гидрослюду. В глинистых известняках и аргиллитах преобладает гидрослюда и очень мало хлорита. Зрелость гидрослюды повышается с увеличением ее содержания в глинистой фракции. В образцах, характеризующихся преобладанием хлорита, зрелость гидрослюды равна 1,5–2,0. В образцах, сложенных в основном гидрослюдой, зрелость ее 2,5–3,7. Глинистые известняки средней части малгинской свиты содержат только гидрослюду в основном высокой зрелости (2,4–4,7), которая понижается в верхней части этой толщи известняков. Глинистую фракцию вышележащих известняков составляют гидрослюда и хлорит; зрелость гидрослюды здесь средняя и низкая (1,4–2,7). Известняково-доломитовая, с прослоями горючих сланцев, битуминозная пачка содержит в тонкодисперсной фракции только гидрослюду. Зрелость гидрослюды высокая (2,4–3,0). Содержание минералообразующих элементов в глинистом веществе соответствует его гидрослюдистому и хлоритовому составу. Пределы колебания содержания главных окислов значительны: кремния 43–79%, алюминия 13–30, титана 0,52–1,66, магния 1,8–4,6, железа 2,60–49,0, калия 1,66–7,45, натрия 0,08–0,78%. Содержание титана, ванадия, хрома, меди и цинка в глинистом веществе свиты повышено (см. табл. 5, 6). Для свиты характерны широкие пределы колебания содержания некоторых малых элементов. Значительные различия в содержании титана, ванадия, хрома, марганца, меди, цинка и свинца обусловлены существованием отдельных горизонтов, глинистое вещество которых обогащено этими элементами.

Ципандинская свита (250–400 м) отделена от малгинской незначительным перерывом в осадконакоплении. Она сложена слоистыми светло-серыми тонкокристаллическими доломитами, в которых отмечаются линзовидные тела строматолитовых доломитов и пачки массивных, сильно перекристаллизованных доломитов. В низах свиты наблюдаются мелкие кремнистые стяжения в виде четковид-

ных желваков и линзочек. Доломиты характеризуются высокой чистотой и содержат ничтожное количество глинистого материала. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, в средней части свиты отмечается значительное количество гётита. Зрелость гидрослюды в нижней половине довольно высокая (2,5–3,4), в верхней – низкая и средняя (0,55–2,2). Содержание минералообразующих элементов глинистого вещества соответствует его минеральному составу (см. табл. 5). Пределы колебания содержания незначительны для окислов кремния (42–59%), алюминия (13–23%), титана (0,76–1,18%), магнезия (1,8–2,2%), натрия (0,10–0,34%). В более широких пределах колеблется содержание калия (4,03–7,06%) и железа (за счет присутствия тонкодисперсных окислов). Содержание меди, цинка и свинца в глинистом веществе низов ципандинской свиты не превышает их содержания в глинах и глинистых сланцах.

Лахандинская свита (400–700 м) по литологическим особенностям разделена на четыре подсвиты: кумахинскую, мильканскую, нельканскую и игниканскую. Кумахинская подсвита сложена красно-бурьими и серыми аргиллитами с прослоями доломитов, редкими линзами и конкрециями бурьих железняков и сидеритов; мильканская – буро-красными, серыми, светло-серыми водорослевыми и глинистыми известняками; нельканская – серыми, желтовато-бурьими аргиллитами, алевролитами, мергелями, строматолитовыми и глинистыми известняками; игниканская – серыми фитолиито-обломочными известняками и доломитами с глауконитом, строматолитовыми известняками (верхи подсвиты сложены битуминозными известняками и доломитами). Глинистое вещество в кумахинской подсвите представлено гидрослюдой, каолинитом, гётитом и смешанослойными минералами. В некоторых образцах преобладает каолинит. Гидрослюда повсюду весьма зрелая и сильно гидратирована. Мильканская толща имеет в составе глинистой фракции гидрослюду и каолинит, встречается примесь гётита и хлорита. Зрелость гидрослюды очень высокая (2,5–5). Нельканская толща содержит большое количество каолинита, гидрослюды, гётита и смешанослойных образований. Гидрослюды характеризуются высокой зрелостью. В игниканской подсвите глинистые минералы представлены в основном гидрослюдой с примесью гётита. Гидрослюда имеет высокую зрелость (2,7–4,2). Содержание минералообразующих элементов в глинистом веществе свиты соответствует его минеральному составу. Высокое содержание окислов алюминия и железа обусловлено присутствием значительного количества каолинита и тонкодисперсного гётита. Среднее содержание бора, титана, ванадия, кобальта и циркония в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6). Широкие пределы колебания малых элементов в глинистом веществе свиты обусловлены неравномерным распределением их по разрезу.

В бассейне р. Белой, расположенном в Юдомо-Майском прогибе, к среднему рифею относится толща пород мощностью около 3000 м, сопоставляемая с майской серией Учуро-Майского района /Башарин, 1967/, литолого-стратиграфическая характеристика которой дана по материалам Ю.В. Давыдова /1975/.

Тальнская свита (185–280 м) сложена светло-серыми косослоистыми кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с красноцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Глинистое вещество в песчаниках свиты состоит из гидрослюды и каолинита. Средний химический состав глинистого вещества соответствует гидрослюдистому. Пределы колебания в содержании минералообразующих элементов весьма значительны и составляют для окислов кремния 57–72%, алюминия 9–22, титана 0,48–2,16, магнезия 0,45–5,0, железа 2,0–10,8, калия 2,2–7,1, натрия 0,01–0,22%, что обусловлено присутствием каолинита и тонкодисперсных окислов железа в некоторых горизонтах свиты. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе свиты понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5).

Светлинская свита (300 м) представлена песчаниками и прослоями водорослевых доломитов. Глинистое вещество имеет преимущественно гидрослюдистый состав, встречается примесь хлорита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества соответствует минеральному, невысокие содержания окислов алюминия обусловлены незначительной примесью каолинита, повышенное содержание железа, вероятно, связано с присутствием железистого хлорита. Пределы колебания содержания главных окислов следующие: кремния 51–67%, алюминия 12–23, титана 0,91–6,38, магния 0,30–2,15, железа 4,9–9,9, калия 4,2–6,0, натрия 0,03–1,8%. Среднее содержание большей части малых элементов в глинистом веществе свиты относительно глин и глинистых сланцев понижено, исключение составляют цирконий и барий (см. табл. 5, 6). Пределы колебания содержания для некоторых элементов значительны.

Бикская свита (330–360 м), сложенная терригенными породами, делится на две подсвиты; нижняя – существенно песчаная, верхняя – алевролитовая. Нижнебикская подсвита представлена зеленовато-серыми, красновато-коричневыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники кварцевые, полевошатово-кварцевые косослоистые. В алевролитовых аргиллитах имеются многочисленные ископаемые знаки ряби и трещин усыхания. Верхнебикская подсвита начинается с пачки красновато-коричневых тонкоплитчатых аргиллитов, которые имеют тонкие прослои кварцевых песчаников. Выше следует мощная монотонная толща, сложенная однообразными зеленовато-серыми алевролитами с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, которые содержат прослои кварцевых и полевошатово-кварцевых песчаников. Песчаники в некоторых случаях содержат глауконит. Глинистое вещество аргиллитов и алевролитов верхнебикской подсвиты содержит гидрослюда и хлорит. В некоторых образцах преобладает гидрослюда, в железенных горизонтах главным минералом является хлорит. Зрелость гидрослуды в этой толще колеблется от незначительной до средней (1,2–2,2). Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. Пределы колебания содержания окислов составляют для кремния 46–71%, алюминия 16,0–25,5, титана 0,40–2,80, магния 0,70–8,6, железа 3,75–24,9, калия 3,7–5,5, натрия 0,37–2,40%. Высокое содержание железа в глинистом веществе некоторых горизонтов обусловлено присутствием его тонкодисперсных окислов. Среднее содержание большей части малых элементов в глинистом веществе свиты понижено относительно глин и глинистых сланцев. Исключение составляют хром, цирконий и барий, содержание которых либо равно, либо несколько превышает такое в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 5, 6).

Мускельская свита (210–215 м) завершает терригенную половину майской серии и состоит из двух пачек: нижней – красноцветной, сложенной алевролитистыми аргиллитами и известковисто-глинистыми алевролитами с прослойками и линзами глинистого известняка; верхней – темно- и сероцветной, сложенной аргиллитами и глинистыми алевролитами. В красноцветных разностях содержатся рассеянные зерна окислов железа (гематит, магнетит) обломочного происхождения. Глинистое вещество под микроскопом представляет серую полупрозрачную массу, состоящую из мелких чешуек гидрослуды и хлорита. По данным рентгеноструктурного анализа, алевролиты и аргиллиты мускельской свиты имеют разнообразный состав глинистой фракции. Помимо гидрослуды, хлорита и полевых шпатов здесь в значительных количествах присутствуют каолинит и смешанослойные образования. Смешанослойные разности глинистых минералов приурочены к черным и серым аргиллитам верхней и нижней частей свиты. Каолинит отмечается в низах свиты. Преобладает гидрослюда, однако в некоторых образцах содержится очень много хлорита. Зрелость гидрослуды в мускельской свите довольно высокая (2,0–3,0). Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует гидрослюдистому и хлоритовому составу. Пределы колебания содержания окис-

лов равны: для кремния 45–57%, алюминия 11,9–24,1, титана 0,4–5,6, магния 0,3–9,6, железа 4,5–19,9, калия 0,98–6,13, натрия 0,36–2,20%. Значительные изменения содержания магния, железа и калия, вероятно, связаны с разным соотношением гидрослюды и хлорита. Среднее содержание титана, ванадия, хрома, меди, цинка и циркония в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6).

Дугинская свита (315–370 м) сложена исключительно обломочно-хемогенными пестроцветами, серыми и черными битуминозными известняками. В глинистом веществе пестроцветных глинисто-алевролитовых известняков (нижняя часть свиты) и черных битуминозных известняков (верхняя часть) помимо гидрослюды присутствуют каолинит и хлориты. В средней части свиты, сложенной серыми известняками, глинистая фракция состоит только из гидрослюды. В некоторых образцах присутствуют полевые шпаты. Зрелость гидрослюды колеблется в широких пределах (1,4–2,9). В нижней и верхней частях свиты зрелость гидрослюды более высокая, в средней – низкая. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. Пределы колебания содержания главных окислов равны: кремния 53–58%, алюминия 17,3–25,4, титана 0,79–2,68, магния 3,0–4,2, железа 2,5–9,7, калия 3,3–6,3, натрия 0,39–3,37%. Среднее содержание титана, ванадия, хрома, циркония и бария в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 5, 6).

Фирская свита (~ 440 м), залегающая согласно на породах дугинской, представляет собой доломитовую толщу, в нижней половине которой появляются горизонты известняков. В доломитах почти отсутствует песчано-алевролитовая фракция и чрезвычайно мало содержится глинистого материала. Глинистая фракция была выделена и исследована только в верхах свиты, где она сложена гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Зрелость гидрослюды средняя и выше средней. Содержание минералообразующих окислов соответствует минеральному составу. Содержание бора, титана, ванадия, хрома, циркония и бария в глинистом веществе свиты превышает таковое в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 5, 6).

Вильская, сэтмуальская и гренская свиты, соответствующие лахандинской свите унифицированной стратиграфической схемы, имеют общую мощность 1280 м. Вильская свита (450 м) представляет собой переослаивание строматолитовых, обломочно-хемогенных известняков и аргиллитов. Строматолитовые известняки часто ассоциируют с обломочно-фитолитовыми. Сэтмуальская свита (670 м) сложена строматолитовыми известняками, обломочно-хемогенными известняками и доломитами. Венчающая разрез гренская свита (230 м) состоит из обломочно-фитолитовых доломитовых и строматолитовых известняков. В нижней части свиты имеется пачка пестроцветных аргиллитов. Начиная с этой свиты, состав строматолитов резко меняется от среднерифейских к верхнерифейским. Аналог лахандинской свиты в бассейне р. Белой отличается от разреза этой свиты по р. Мая увеличением в разрезе доли обломочно-хемогенных известняков и доломитов, уменьшением аргиллитов, которые имеют каолинит-гидрослюдистый состав, в некоторых разностях преобладает каолинит, в отдельных образцах присутствует хлорит. Глинистое вещество известняков и аргиллитов вильской свиты состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита и пиррофиллита. Зрелость гидрослюды меняется от 1,9 до 2,5, в низах свиты она высокая, в верхах – понижается. Среднее содержание главных окислов соответствует минеральному составу. Пределы содержания окислов равны: кремния 45–59%, алюминия 17–30, титана 0,53–10,1, магния 0,3–8,2, железа 4,5–9,5, калия 4,2–7,0, натрия 0,19–0,93%. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома и циркония в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев. Содержание малых элементов колеблется в значительных пределах (см. табл. 5, 6).

В известняках и доломитовых известняках верхней части сэтмуальской сви-

ты глинистое вещество содержит гидрослюда и хлорит, в средней части — только гидрослуду. Зрелость гидрослуды невысокая. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу, пределы колебания содержания их окислов незначительны: кремния 42–48%, алюминия 23–28, титана 1,9–2,8, магния 0,5–4,1, железа 3,2–5,0, калия 4,3–5,0, натрия 0,73–0,95%. Среднее содержание бора, титана, ванадия и циркония в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев, пределы колебания содержания малых элементов очень широкие (см. табл. 5, 6).

В доломитовых известняках гренской свиты глинистое вещество представлено гидрослудой, хлоритом и каолинитом. Преобладает гидрослуда, зрелость ее в низах свиты высокая (2,0–2,8), в верхах — низкая (1,2–1,3). Хлорит присутствует в незначительных количествах. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. Пределы колебания их окислов незначительны: кремния 40–43%, алюминия 26,0–27,8, магния 0,80–2,1, железа 10,1–14,0, калия 4,9–7,3, натрия 0,6–0,78%. Исключением являются окислы титана (1,81–6,0%). Среднее содержание бора, титана, ванадия и циркония в глинистом веществе свиты превышает таковое в глинах и глинистых сланцах. Содержание некоторых малых элементов меняется в широких пределах (см. табл. 5, 6).

Южный Урал

Юрматинская серия среднего рифея состоит из мошакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит /Гарань, 1963/.

Мошакская свита (50–1100 м), широко распространенная в западной зоне и Ямантауском антиклинории, с большим размывом и угловым несогласием залегает на бакальскую свиту. Она представлена кварцито-песчаниками и углисто-глинистыми и алевролитовыми филлитовидными сланцами, конгломератами. Глинистое вещество мошакской свиты не изучалось.

Зигальгинская свита широко распространена на западном склоне Южного Урала и состоит из кварцитовидных песчаников и кварцитов. В восточной части Башкирского антиклинория кварциты переслаиваются с черными углисто-глинистыми филлитизированными сланцами и филлитами. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе зигальгинской свиты значительно понижено относительно глин и глинистых сланцев. Исключением является бор (см. табл. 6).

Зигазино-комаровская свита (650–1500 м) залегает согласно на зигальгинской и связана с ней постепенными переходами. Свиту составляют филлитовидные хлорито-серицито-глинистые и кварцево-серицито-глинистые сланцы, чередующиеся с серицитизированными и хлоритизированными алевролитами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Доломиты, известковые и мергелистые доломиты, сидериты образуют незначительные по мощности прослои в терригенных породах. Глинистое вещество свиты в среднем содержит пониженное количество малых элементов (см. табл. 6), однако в некоторых горизонтах содержится много ванадия (до 230 г/т), хрома (до 200 г/т), меди (до 130 г/т), свинца (до 30 г/т).

Авзянская свита (900–1800 м) широко распространена на западном склоне Южного Урала, сложена филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками. Карбонатные породы, представленные в свите доломитами, известковыми доломитами, составляют значительную долю. Относительно нижележащих свит среднего рифея в авзянской значительно повышено содержание бора и меди в глинистом веществе. Концентрация других элементов в среднем находится на таком же уровне, как в зигальгинской и зигазино-комаровской свитах. Для разных горизон-

тов авэчнской свиты содержание малых элементов колеблется в широких пределах (см. табл. 6). Значительные колебания концентрации ванадия, хрома, меди и других элементов обусловлены их высокими содержаниями на отдельных уровнях свиты.

Верхний рифей

Продолжительность позднего рифея 350–400 млн. лет. В этот период преобладали поднятия /Хайн и др., 1981/. На Сибирской платформе процесс воздымания распространялся на многие восточные районы, происходило накопление красноцветных отложений. В верхнем рифее преобладают терригенные комплексы, исключением является Сибирская платформа, где около половины всего объема пород приходится на долю карбонатов. Морские карбонатные комплексы слагают большие площади только на Сибирской платформе. Вдоль ее западной окраины согласно на среднем рифее лежат строматолитовые, кремнисто-доломитовые, глинисто-кремнистые породы шорихинской и дурномысской свит Туруханского поднятия, перекрывающиеся несогласно залегающими отложениями венда. Мощность этих отложений 1000–1300 м, накапливались они в широких краевых бассейнах, обрамлявших платформу, количество терригенного материала в них колеблется в широких пределах. Морские терригенные комплексы на платформах обычно выполняют авлакогены. На Сибирской платформе они развиты только на северо-востоке и составляют ~27% объема осадков позднего рифея. Уйская серия Юдомо-Майского прогиба (авлакогена) распространяется и на смежные площади плиты. Терригенные флишевые комплексы развиты на Енисейском краже.

Игарское поднятие

В верхнепротерозойских отложениях Игарского района изучение глинистого вещества проводилось для чернореченской и излучинской свит бассейна р. Суухари. Литолого-стратиграфическое описание дано по материалам Б.Б. Шишкина /Глинистые минералы..., 1976/.

Чернореченская свита имеет видимую мощность 50 м, сложена темно-серыми известняками, глинистыми известняками с прослоями алевроитово-глинистых. Глинистое вещество в самых верхних горизонтах этой свиты составляет 93% нерастворимого остатка и сложено гидрослодой и хлоритом. Содержание хлорита значительное, иногда преобладает гидрослода, которая характеризуется низкой зрелостью (1,8). Химический состав отражает соотношение минералов, в некоторых горизонтах, где преобладает магнезиальный хлорит, в глинистом веществе содержится до 14% окиси магния; алюминия и калия мало. Среднее содержание некоторых малых элементов понижено (меди – повышено) относительно глин и глинистых сланцев, пределы колебания их содержания незначительны (см. табл. 7, 8). Для глинистого вещества чернореченской свиты характерно повышенное среднее содержание меди и высокие пределы ее крайних значений.

Излучинская свита (675 м) залегает на чернореченской согласно, с постепенным переходом. В составе ее выделяются три пачки. Первая, нижняя, пачка сложена известковистыми, алевроитовыми известняками и алевролитами. Преобладает зеленовато-серый цвет, встречается красновато-серый. Вторая пачка сложена аргиллитами, глинистыми и песчаными алевролитами вишнево-красного и красного цвета. Третью пачку составляют песчаники, глинистые песчаники красные и вишнево-красные, с прослоями аргиллитов и алевролитов, а также песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, с большим количеством кварца.

Глинистое вещество в алевролитских аргиллитах и песчаниках сложено гидрослюдой и хлоритом. Преобладает гидрослюда; количество хлорита в пределах свиты меняется от значительного до примесей. Зрелость гидрослюды низкая (1,6–2,0). Среднее содержание кремнезема 63%, глинозема – 15%, содержание титана в два раза превышает таковое в чернореченской свите. Содержание калия и лития низкое, натрия – высокое. Количество железа в среднем составляет 6% и повышается в верхних горизонтах свиты. Содержание магния в глинистой фракции незначительное. Среднее содержание некоторой части малых элементов в глинистом веществе свиты понижено, ванадия, марганца и меди – повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8). В алевролитах и аргиллитах основания излучинской свиты и в верхних ее горизонтах, сложенных песчаниками, содержание меди достигает 200 г/т, цинк находится в пределах 10–50 г/т. Исследованиями последних лет /Ржевский и др., 1980; Мирошкинов и др., 1980/ установлено, что в Игарском районе меденосными являются пограничные слои чернореченской и излучинской (горизонт А), излучинской и сухарихинской свит.

Туруханское поднятие

К верхнему рифею в Туруханском районе относятся шорихинская, мироединская и первопорожская, или туруханская, свиты /Кириченко, 1955; Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов, 1974/.

Шорихинская свита (650–700 м), согласно залегающая на отложениях свиты буровой, сложена светлыми массивными, слоистыми, часто водорослевыми доломитами. В верхней части свиты доломиты окремнены. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюды (преобладает) и хлорита. Химический состав глинистого вещества соответствует минеральному. Содержание окислов следующее: кремния 42–76%, алюминия 12–18, титана 0,40–0,99, магния 1,1–4,9, железа 0,55–5,0, калия 3,4–7,1, натрия 0,02–0,70%. Среднее по свите содержание меди и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8).

Мироединская свита (~220 м) в бассейне р. Мироедихи представлена красноватыми и зеленовато-серыми глинистыми сланцами, доломитами и известняками. В нижней части свиты преобладают глинистые сланцы, в верхней – глинисто-доломитовые известняки, известково-глинистые доломиты. Глинистое вещество глинистых сланцев состоит из гидрослюды, глинисто-доломитовых известняков и мергелей – из гидрослюды и хлорита. Среднее содержание минералобразующих элементов соответствует минеральному составу. Пределы колебания содержания их окислов по свите незначительны и составляют для кремния 46–58%, алюминия 11–21, титана 0,74–1,87, магния 1,8–5,4, калия 4,8–7,1, натрия 0,10–1,18%. Исключением является железо, содержание его окислов меняется в пределах 4,1–11,3%, закисного железа 0,91–2,18%. Среднее содержание бора, ванадия и меди в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания содержания малых элементов значительны (см. табл. 7, 8). На отдельных стратиграфических уровнях очень повышено содержание свинца. По данным Г.В. Козлова /1981/, в отложениях свиты повышено содержание меди (~0,3%), цинка (>1%), свинца, серебра, золота и других элементов.

Енисейский кряк

Ослянская серия верхнего рифея включает две свиты: нижнеангарскую и дашкинскую, отложения которых распространены на юго-востоке Енисейского кряжа /Семихатов, 1962; Кириченко, 1967/.

Нижнеангарская свита (180–400 м) представлена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и железными рудами. Песчаники по составу кварцевые, олигомиктово-кварцевые, в основном мелкозернистые. Для каменной зоны глинистое вещество изучалось во всех типах пород, за исключением железных руд. В кварцевых песчаниках и глинистых сланцах оно сложено гидрослюдой, каолинитом и смеганослойными образованиями. Зрелость гидрослюды средняя и высокая. Среднее содержание минералообразующих элементов довольно постоянно. Высокое содержание алюминия и калия, низкое – натрия отражает каолиновый и гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее по свите содержание бора, ванадия, хрома, марганца значительно превышает такое в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 7, 8).

Глинистое вещество нижнеангарской свиты бассейна р. Удерей составляют гидрослюда, пиррофиллит, каолинит и хлорит. Пиррофиллит иногда преобладает. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному минеральному составу, что выражается высоким содержанием алюминия, низким калия и натрия. Среднее содержание бора, бария и свинца повышено относительно глины и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8).

Дашкинская свита (~200 м) сложена известняками, мергелями и известково-глинистыми сланцами. В ее разрезе часто наблюдается чередование слоистых известняков и карбонатных пород другого типа. В нижней части разреза в слоистых известняках встречаются прослойки и линзы конгломератов и гравелитов. С грубообломочными породами ассоциируют строматолитовые и глинистые известняки, аргиллиты. К средней части дашкинской свиты приурочена пачка глинистых, глинисто-известковых сланцев с пластами темно-серых слоистых известняков. В верхней части разреза увеличивается количество органогенно-обломочных пород, онколитовые и строматолитовые известняки образуют прослойки, встречаются трещины усыхания. Верх свиты сложены глинистыми известняками и аргиллитами. Глинистое вещество дашкинских известняков состоит из гидрослюды, хлорита и каолинита. Содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. Содержание цинка и бария повышено относительно глины и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8). В нижней и верхней частях свиты выделяются уровни с повышенным содержанием рудных элементов. В низах свиты глинистое вещество содержит медь (40–50 г/т), цинк (90–120 г/т), свинец (20–46 г/т), в верхних горизонтах – медь (20–60 г/т), цинк (80–110 г/т), свинец (18 г/т).

Прибайкалье

Байкальский комплекс верхнего рифея представлен голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами /Хоментовский и др., 1972/. Глинистое вещество байкальского комплекса изучалось как в разрезах, находящихся за пределами рудных зон (бассейны рек Куртун, Правая Иликта, Кочерикова, Голоустная), так и в разрезах Ново-Анайского стратиформного свинцово-цинкового месторождения.

В бассейнах рек Куртун, Правая Иликта, Кочерикова, Голоустной голоустенская свита (230–410 м), залегающая с резким угловым несогласием на нижне- и среднепротерозойских отложениях, по литологическим особенностям делится на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена серицит-хлорит-карбонатными филлитовидными сланцами и розовыми доломитами с тонкой горизонтальной слоистостью, в основании встречаются конгломераты. Средняя начинается серыми и светло-серыми, массивными, грубо- и тонкослоистыми доломитами и известняками. Вверх по разрезу карбонатные породы через частое переслаивание замещаются кремнисто-карбонатными отложениями. В верхней части средней подсвиты зале-

гают прослои и пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Грубые несортированные песчаники переслаиваются с тонкими аргиллитами, иногда галлуазитового и гиббсит-галлуазитового состава. На этом же уровне залегают красноцветные, железистые каолинито-серицитовые глинистые сланцы и горизонты переотложенных продуктов коры химического выветривания: марганцевые руды, высокоглиноземистые карбонатные, каолинитовые, каолинит-гидрослюдистые и железисто-глинистые породы /Маслов, 1974, 1975/. Верхняя подсвита начинается горизонтом пестроцветных пород. В изученных районах он сложен переслаивающимися доломитами, высокоглиноземистыми, песчано-карбонатно-глинистыми разновидностями пород, обломочная часть которых состоит из неокатанного, несортированного кварцевого песка. На этом стратиграфическом уровне в районе р. Голоустной присутствуют тела бокситов /Маслов, 1974, 1975/. Над пестроцветным горизонтом залегают пачка черных, иногда битуминозных, карбонатно-глинистых и карбонатных пород.

Глинистое вещество алевролитов и песчаников в основании нижней подсвиты в районе р. Голоустной состоит из хлорита и гидрослюда, кварца и полевых шпатов (присутствуют как примесь). Хлориты, представленные железистыми разновидностями, составляют большую часть глинистого вещества. В районе р. Правая Иликта глинистое вещество известняков, доломитов и сланцев состоит из гидрослюда и каолинита; хлорит присутствует только в некоторых образцах, кварц является примесью. В алевролитах, сланцах и песчаниках разреза по р. Кочерикова глинистое вещество является полиминеральной смесью. Здесь присутствуют хлориты магнезиально-железистые, гидрослюда, смешанослойные минералы, монтмориллонит и каолинит. Кварц и полевые шпаты являются примесями. В глинистом веществе алевролитов, сланцев и алевропесчаных пород средней подсвиты бассейна р. Кочерикова преобладает гидрослюда, в меньшей мере - хлорит, каолинит; тонкодисперсный кварц является примесью. В верхней подсвите глинистое вещество известняков, песчаников и сланцев в районе р. Куртун состоит из гидрослюда с примесью тонкодисперсного кварца; в районе р. Правая Иликта - из гидрослюда, каолинита и примеси тонкодисперсного кварца. В кровле свиты отмечается присутствие хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества голоустенской свиты соответствует минеральному составу. Изменение содержания алюминия, натрия и железа, вероятно, связано с присутствием того или иного количества каолинита и гидроокислов железа. Среднее по свите содержание ванадия, хрома, меди, цинка, стронция, бария и свинца заметно меняется в разных районах (см. табл. 7, 8). В целом по Западному Прибайкалью содержание цинка, циркония и свинца повышено относительно глинистых сланцев.

Улунтуйская свита (460-490 м) по литологическому составу делится на две подсвиты. Нижняя подсвита в основании сложена песчаниками и гравелитами с мелкой галькой и песчано-глинистыми породами. На данном стратиграфическом уровне встречаются брекчии гиббситовых пород, каолинит-гидрослюдистые и гиббсит-каолинитовые аргиллиты, на закарстованной поверхности водорослевых известняков - линзы и гнезда бокситов. Выше по разрезу грубые разности замещаются более тонкими осадками. Появляются прослои глинисто-талковых отложений, еще выше - тальк-карбонатные породы черного цвета с многочисленными гнездами и линзовидно-пластовыми конкрециями кремнезема. Верхняя половина нижней подсвиты сложена алеврито-глинистыми и песчано-алевролитовыми сланцами. Верхняя подсвита сложена известняками серого и черного цвета. В основании и середине ее встречаются горизонты пестроцветных карбонатно-глинистых пород и красной глины, а также брекчии известняков. В составе глини присутствуют аллофан, галлуазит, гиббсит. Верхнюю часть подсвиты составляют преимущественно серые известняки, 60-80% которых имеют брекчиевую тексту-

ру. Среди черных, часто битуминозных известняков распространены строматолитовые массивные, тонкогоризонтально-линзовидные текстуры.

Глинистое вещество битуминозных известняков и алевролитов нижней подсвиты в районе р. Голоустной сложено гидрослюдой и каолинитом с примесью тонкодисперсного кварца. В онколитовых известняках присутствуют тальк, хлорит и каолинит. В районах рек Куртун и Правая Иликтя в глинистых сланцах, алевролитах, кварц-серицит-хлоритовых, графитизированных и филлитизированных сланцах, а также известняках глинистое вещество сложено хлоритом и гидрослюдой. Для первого района преобладающим материалом является хлорит, для второго – гидрослюда. Кварц и полевые шпаты присутствуют как примеси. Глинистое вещество известняков, сланцев и доломитов верхней подсвиты района р. Куртун состоит из гидрослюды, хлорита и каолинита. Преобладает гидрослюда. В известняках в верхней части подсвиты встречен гидраргиллит, присутствуют тонкодисперсный кварц и полевые шпаты в виде примеси. В районе р. Кочерикова в нерасчлененном разрезе улунтуйской свиты, сложенной известняками, алевролитами и алевролитовыми сланцами, глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита и монтмориллонита. В тонкодисперсной части талькитов присутствуют тальк и хлорит. Во всех породах содержится примесь тонкодисперсного кварца. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу глинистого вещества и меняется по районам, вероятно, в зависимости от содержания каолинита, талька, гидроокислов железа. Повышено относительно глинистых сланцев среднее по свите содержание титана, хрома, циркония и бария в бассейне рек Куртун, Голоустная; цинка и циркония в бассейне р. Кочерикова; хрома, меди, цинка и циркония в бассейне р. Правая Иликтя (см. табл. 7, 8). В целом по Западному Прибайкалью глинистое вещество улунтуйской свиты обогащено ванадием, хромом, медью, цинком, цирконием и свинцом.

Качергатская свита (590–630 м) состоит из двух подсвит, которые по литологическому составу не всегда разделяются. Нижнюю часть свиты составляют красноцветные алевролиты, песчаники, филлитизированные сланцы и конгломераты. В устье р. Черемшанки на этом уровне В.К. Масловым /1974/ обнаружены окремненные аллофан-гипбситовые образования. В Присаянье на этом же стратиграфическом уровне в основании оселковой свиты отмечены диаспор-каолинитовые отложения. Верхнюю часть свиты составляют песчаники, алевролиты и алевролитовые сланцы. Глинистое вещество алевролитов, песчаников и сланцев нижней части разреза района р. Куртун состоит из гидрослюды и хлорита с примесью тонкодисперсного кварца и полевых шпатов. В одних породах преобладает гидрослюда, в других – хлорит. В верхах свиты глинистое вещество состоит из гидрослюды и хлорита с примесью каолинита, тонкодисперсного кварца и полевых шпатов. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества с повышенным содержанием железа. Среднее по свите содержание ванадия, хрома, меди, циркония и бария в бассейне рек Куртун и Голоустная, хрома, меди и бария – в пределах Западного Прибайкалья повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 7, 8).

Голоустенская свита (~ 170 м) в разрезе Ново-Анайского месторождения представлена средней и верхней подсвитами. Среднеголоустенская подсвита в низах сложена глинистыми сланцами, выше по разрезу – песчаниками и сланцами. Верхнеголоустенская – в нижней половине сложена преимущественно доломитами, кальцитизированными доломитами с незначительными по мощности прослоями песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Верхняя половина подсвиты сложена карбонатными породами с прослоями терригенных, в первых заключена прожилково-вкрапленная свинцово-цинковая минерализация. Глинистое вещество средней подсвиты состоит преимущественно из гидрослюды с примесью тонкодисперсного кварца. В верхней подсвите состав глинистого вещества более разнообразен. В

сланцах ее нижней части имеются гидрослюда и хлорит, в самом основании отмечается присутствие незначительного количества каолинита. Выше по разрезу в карбонатных горах глинистое вещество сложено только гидрослюдой. В верхней пол.ине подсвitys карбонатные породы обычно имеют гидрослюдистый, а терригенные – хлоритовый и гидрослюдистый состав глинистого вещества. Тонкодисперсный кварц присутствует во всех типах пород. Среднее содержание минералообразующих элементов в голоустенской свите отражает присутствие каолинита. Среднее содержание хрома, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания содержания малых элементов значительны (см. табл. 7, 8).

Улунтуйская свита (~ 45 м), представленная в районе месторождения нижней подсвитой, сложена глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями доломитов. В составе глинистого вещества отмечаются хлорит, гидрослюда и каолинит. В основании подсвitys присутствует только гидрослюда. Следует отметить, что в разрезе месторождения как в голоустенской, так и в улунтуйской свитах несколько раз повторяется смена мономинерального гидрослюдистого и биминерального хлоритово-гидрослюдистого состава глинистого вещества. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Повышенное содержание алюминия и железа, возможно, обусловлено присутствием каолинита, гидроокислов железа и железистого хлорита. Среднее по свите содержание титана, ванадия, хрома и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8).

Юдомо-Майский прогиб

Уйская серия относится к терригенной формации, образование которой связано с воздыманием региона /Хаин и др., 1981/. Литологически формация представлена толщей терригенных пород, залегающих с размывом на отложениях среднего рифея. Главные породы терригенной формации: кварцевые, кварцево-полевошатово-кварцевые песчаники, крупно- и мелкозернистые алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы и, в незначительном количестве, гравелиты. Типичные парагенезисы пород: мелкозернистые песчаники и алевролиты; мелкозернистые кварц-полевошатовые песчаники – мелкозернистые известковистые песчаники – алевролиты; мелкозернистые песчаники – слюдяные аргиллиты и алевролитовые аргиллиты. Окраска пород серая, светло- и темно-серая, в наиболее тонкозернистых разновидностях аргиллитов – вишневая. В кандыкской свите встречены акритархи и отпечатки медузоидных, а в устькирбинской находится глауконит, датированный в интервале 610–680 млн. лет /Салоп, 1973/. Изменения формации заключаются в погрублении обломочного материала в кандыкское время с востока на запад, а в устькирбинское время, наоборот, в уменьшении зернистости пород в западном направлении /Башарин, 1967/. На востоке Алданского щита мощность формации не превышает 400–600 м и имеет типично платформенный характер, в то время как в пределах Кылахской структуры она приобретает миогеосинклинальные черты, заметно дислоцирована и ее мощность увеличивается до 3000–4000 м. Отложения терригенной формации прорваны интрузивами ультраосновного – щелочного состава шигилийского комплекса, которые датируются калий-аргоновым методом 610–690 млн. лет; наиболее достоверные значения, полученные свинцово-изотопным методом по различным радиоактивным минералам, 650 млн. лет /Салоп, 1973/. Уйская серия верхнего рифея, широко распространенная в пределах Юдомо-Майского прогиба, расчленяется на две свиты: кандыкскую и устькирбинскую.

Кандыкская свита (300–1300 м) представлена на западе светло- и жел-

товато-серыми косослоистыми кварцевыми песчаниками с пропластками алевролитов и аргиллитов. На востоке (р. Юдома) в нижней и средней частях она сложена плитчатыми алевролитами серого, темно-серого, зеленовато-бурого цвета с подчиненными прослоями светло-серых кварцевых и кварцитовидных песчаников. Породы обладают четкой косою и волнистой слоистостью с волноприбойными знаками. Глинистое вещество пород кандьжской свиты в бассейне р. Юдома состоит в основном из гидрослюды и хлорита, иногда каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному составу. Среднее по свите содержание бора, титана и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8).

Устькирбинская свита (300–1300 м), постепенно сменяющая кандьжские песчаники, характеризуется фашиальной изменчивостью. На западе она сложена тонкоплитчатыми алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками коричневатого-бурого, зеленоватого и темно-серого цвета. На востоке представлена в основном сливными кварцевыми песчаниками вишнево-красного и темно-серого цвета с прослоями красных алевролитов. Глинистое вещество алевролитов и аргиллитов устькирбинской свиты бассейна р. Юдома, хр. Улахан-Бам и Кыплахской структуры состоит из гидрослюды, железистого и магнезиально-железистого хлорита, каолинита и монтмориллонита. В незначительных количествах присутствуют кварц и полевые шпаты. Встречаются гидротермальные и смешанослойные. Каолинит присутствует в низах и верхах свиты, каолинит и пиррофиллит – в низах. Верхние горизонты свиты значительно обогащены каолинитом и характеризуются повышенными значениями величины отношения алюминия к натрию и калия к натрию. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу глинистого вещества. Повышенное содержание железа может быть связано с присутствием гидроокислов железа, а также железистого хлорита и монтмориллонита. Среднее содержание бора и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 7, 8). Повышенная концентрация малых элементов в глинистом веществе отмечается на уровне зрелого глинистого вещества в верхах свиты.

Южный Урал

Каратавская серия верхнего рифея объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты. Отложения каратавской серии с размывом залегают на юрматинских и широко распространены в Башкирском антиклинории /Стратиграфия СССР, 1963; Козлов, 1982/.

Зильмердакскую свиту (700–3300 м) составляют аркозовые песчаники с конгломератовидными песчаниками и конгломератами, алевролитами, аргиллитовыми сланцами, на востоке переходящими в филлитовые. В глинистом веществе свиты содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди и галлия понижено, содержание марганца, кобальта, никеля, циркония и бария повышено относительно юрматинских отложений. Содержание марганца и кобальта превышает таковое в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 8). Повышенное среднее по свите содержание некоторых элементов обусловлено их высоким содержанием в отдельных горизонтах.

Катавская свита (~ 600 м), согласно залегающая на зильмердакской, сложена известняками и глинистыми известняками, имеющими характерную красно-бурую, кирпично-красную окраску. Химический состав глинистого вещества свиты характеризуется повышенным содержанием алюминия, в меньшей мере железа. Содержание окислов алюминия находится в пределах 24–30%, титана 0,44–1,06, магния 1,3–3,5, железа 2,3–11,0, калия 4,63–7,15, натрия 0,25–0,50%. В

глинистом веществе свиты содержится много бора и бария, содержание других элементов понижено (см. табл. 7, 8). В некоторых горизонтах свиты наблюдается повышенная концентрация цинка.

Инзерская свита (200–700 м) сложена песчаниками, алевролитами и сланцевыми аргиллитами. Глинистое вещество свиты не изучалось.

Миныйская свита (400–550 м) почти полностью состоит из карбонатных пород. В нижней части ее залегают известняки светлой окраски, иногда в них присутствуют прослои доломитов. Середина свиты представлена темно-серыми доломитовыми известняками, известняками и доломитами. Карбонатные породы окремнены. Верхняя часть сложена рифогенными водорослевыми известняками, иногда доломитами с линзами и прослоями кремней. В составе глинистого вещества свиты повышено содержание алюминия. Пределы колебания содержания минералообразующих элементов незначительны: для окислов кремния 58–63%, алюминия 22–26, титана 0,84–0,86, магния 2,1–2,4, железа 3,1–4,4, калия 6,42–6,43, натрия 0,16–0,17%. Среднее по свите содержание малых элементов в глинистом веществе понижено относительно глинистых сланцев (см. табл. 7, 8). Пределы колебания содержания для большей части элементов незначительны.

Венд

Продолжительность вендского периода около 110 млн. лет (680±20 – 570 млн. лет). Палеотектоническая обстановка в венде заметно отличалась от позднерифейской. Общая площадь платформ увеличилась, геосинклинальный режим сменился орогенным, намного уменьшилась доля геосинклинальных отложений. На Сибирской платформе площадь морей возросла с 40% в позднем рифее до 65% в венде, морское осадконакопление распространилось на территории Анабарского и Алданского массивов, погружение Сибирской платформы было спокойным. Средние скорости осадконакопления в венде повысились относительно позднего рифея и приблизились к фанерозойским /Ронов и др., 1981/. Морские карбонатные комплексы в пределах Сибирской платформы занимали обширные площади. На севере Алданского щита и Юдомо–Майском прогибе они составляют юдомскую свиту, на севере Анабарской антеклизы – старореченскую, в бассейне р. Котуй – устькотуйканскую, в бассейне р. Оленек – хорбууонскую серию. Морские карбонатно-терригенные комплексы составляют около одной трети объема осадочного чехла. Геосинклинальные морские терригенные комплексы занимают разное структурное положение. На Южном Урале ашинская серия мощностью ~2 км отложилась в пограничных с платформой зонах шельфа и континентального склона. На Енисейском кряже островная свита и тасеевская серия образовались в орогенах.

В предюдомское время в северных районах Сибирской платформы, в пределах Алданского щита, прекратилась дифференциация платформы на поднятые блоки и интенсивные прогибы. В венде на территории Сибирской платформы началось формирование платформенного чехла, залегающего трансгрессивно с четким перерывом на подстилающих породах рифея. Представления о юдомской свите как о чрезвычайно однородной толще доломитов и доломитовых известняков /Нужнов, 1967/ сейчас пересматриваются. В свете новых данных /Раабен, 1975; Хоментовский, 1976/ юдомская свита оказывается сложно построенным комплексом карбонатных и песчано-глинистых пород. Намечается изменение характера парагенезисов пород в латеральном и вертикальном разрезах, но пока отсутствуют четкие критерии для структурного и стратиграфического их расчленения /Постановление..., 1973/. Для нижней части свиты типичны следующие

ассоциации: известняки, кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты, пестроокрашенные аргиллиты и алевролиты, известняки и доломиты; для верхней – доломиты, доломитизированные известняки, битуминозные доломиты и известняки однородные грубослестые, часто кавернозные светлые и светло-серые с коричневым оттенком, мелко- и среднезернистые доломиты и доломитовые известняки, иногда содержащие тонкие прослои и желваковые стяжения сингенетичного кремнезема.

На севере Сибирской платформы юдомский комплекс представлен однообразной существенно карбонатной толщей незначительной мощности /Хоментовский, 1976/. В Игарском районе аналогом юдомского комплекса являются песчаники гравийской свиты, доломиты и известняки сухарихинской /Шишкин, 1975/. С сухарихинской свитой Игарского поднятия сопоставляются старореченская и манькайская свиты и основание эляксинской западного склона Анабарского массива /Мешкова и др., 1976; Хоментовский, 1976/. В пределах Оленекского поднятия аналогом старореченской свиты является хорбусонская серия, состоящая из трех свит (снизу вверх): маастахской, хатыспытской и туркутской. С манькайской свитой западного склона Анабарского щита коррелируется кесюсинская свита Оленекского поднятия.

Изучение глинистого вещества вендских отложений автором проведено для гравийской и сухарихинской свит Игарского поднятия; старореченской и немакит-далдынской (устькотуйканской) западного склона Анабарского щита; туркутской и кесюсинской Оленекского поднятия; платоновской свиты Туруханского поднятия; островной, редколесной, мошаковской, чистяковской и аleshинской свит юго-востока Енисейского кряжа; толбинской свиты Алданского массива, юдомской свиты Юдомо-Майского прогиба и ашинской серии Южного Урала.

Западный склон Анабарского массива

Старореченская свита (~ 115 м) в бассейне р. Котуй по литологическим особенностям подразделяется на три части – нижнюю подсвиту, состоящую из двух пачек, и верхнюю /Дымкин, 1980/. Гипсоносная пачка нижней подсвиты представлена переслаиванием глинистых, алевролитических доломитов, строматолитовых доломитов с гипсами. В основании пачки залегают конгломератовидные доломиты. Гипсоносно-доломитовая пачка нижней подсвиты сложена в основном доломитами с прослоями глинистых доломитов. В доломитах встречается сульфидная минерализация. Верхнюю доломитовую подсвиту составляют доломиты с прослоями глинистых доломитов. Глинистое вещество гипсоносной пачки состоит из гидрослюд, хлорита, монтмориллонита, значительного количества серпентина и талька. В пределах пачки зрелость глинистого вещества понижается от очень высокой в ее основании до низкой – в верхней части. В гипсоносно-доломитовой пачке глинистое вещество сложено гидрослюдой и монтмориллонитом, в ее пределах зрелость глинистого вещества возрастает снизу вверх. В верхней доломитовой подсвите глинистое вещество имеет наибольшую зрелость и представлено гидрослюдой с каолинитом. Химический состав глинистого вещества свиты тоже различен. Нижняя часть характеризуется наиболее низким содержанием окислов алюминия и калия и более высоким – кремния и магния. Вверх по разрезу возрастает содержание алюминия, титана, железа, калия, натрия, убывает – кремния и магния. Для большей части малых элементов их среднее содержание в нижней части свиты низкое, вверх по разрезу оно возрастает, но остается более низким, чем в глинах и глинистых сланцах. Исключением является медь, содержание которой наибольшее в низах свиты (см. табл. 9, 10). При низких средних содержаниях рудных элементов в глинистом веществе старореченской

свиты в ее основании в глинистых и алевритистых доломитах содержится 200–400 г/т меди, 50–180 г/т цинка, 25–30 г/т свинца. Выше по разрезу в глинистых доломитах, строматолитовых доломитах и конгломератовидных доломитах с сульфидной минерализацией глинистое вещество содержит 250 г/т меди, 60 г/т цинка, 30 г/т свинца. В кровле старореченской свиты в бассейнах рек Котуй, Котуйкан, Рассоха, в районе горы Одихинча в доломитах и глинистых доломитах содержится 100–500 г/т меди, 400 г/т цинка, 20–48 г/т свинца. Таким образом, в старореченской свите выявлено три стратиграфических уровня с повышенным содержанием рудных элементов в глинистом веществе.

Немакит-далдынская свита (76 м) с базальными конгломератами ложится на неровную размытую поверхность доломитов старореченской свиты. Выше находятся песчанистые и глинистые доломиты, чередующиеся с песчанистыми алевролитами и известковистыми доломитами, которые составляют нижнюю терригенно-карбонатную пачку свиты. Верхняя карбонатная подсвита составлена известняками и доломитистыми известняками. Глинистое вещество в нижней и верхней частях немакит-далдынской свиты состоит из гидрослюды и хлорита, в средней – из гидрослюды, хлорита и монтмориллонита. Снизу вверх по разрезу свиты зрелость глинистого вещества возрастает. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества соответствует его минеральному составу, содержание малых элементов ниже, чем в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 9, 10), за исключением бора. При этом в разрезе свиты имеются три горизонта со значительной концентрацией малых элементов в глинистом веществе. В основании свиты содержится 90–300 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхах терригенно-карбонатной пачки – 180–250 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхней части карбонатной пачки – 120–350 г/т меди, 40 г/т цинка, 18 г/т свинца.

Устькотуйканская свита (~220 м), перекрывающая доломиты старореченской и юсмастахской свит и мукунской серии, в бассейне р. Котуй разделяется на манькайскую и эмяксинскую свиты. В составе первой выделяется немакит-далдынский горизонт. Манькайская свита, наиболее полно представленная в районе порога Корил-Уоран, в нижней части (немакит-далдынский горизонт) сложена чередующимися аргиллитами, алевролитами с прослоями доломитов и известняков. В некоторых разрезах в основании свиты имеются базальные конгломераты. В восточном направлении мощность нижнеманькайской подсвиты сокращается, в районе рек Фомич и Рассоха она полностью выклинивается. Верхнеманькайская подсвита, имеющая почти постоянную мощность, состоит из известняков и доломитов с прослоями алевролитов и аргиллитов. Здесь прослеживаются два мощных пласта доломитов-известняков, разделенных пачкой глинистых и песчанистых известняков. Верхний пласт содержит водорослевые биогермы и называется корилской пачкой. В основании верхней подсвиты залегает базальный слой грубозернистого песчаника. В районе р. Рассоха верхнеманькайская подсвита по литологическим признакам не отличается от нижних горизонтов вышележащей эмяксинской, сложенных глинистыми известняками, аргиллитами. Эмяксинская свита сложена известняками глинистыми и желваковыми с прослоями алевролитов и аргиллитов. Глинистое вещество в основании манькайской свиты состоит из гидрослюды и каолинита, последний иногда преобладает. Выше по разрезу нижнеманькайской подсвиты глинистое вещество глинистых известняков, аргиллитов и алевролитов состоит из гидрослюды. В верхнеманькайской подсвите имеются гидрослюда и смешанослойные образования. В глинистых и желваковых известняках эмяксинской свиты главным компонентом глинистого вещества является гидрослюда, второстепенным – хлорит. Химический состав глинистого вещества манькайской свиты в среднем соответствует минеральному. Присутствие каолинита в основании свиты отражается в повышении содержания алюминия. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе относительно глини-

тых сланцев понижено, за исключением бора (см. табл. 9, 10). В разрезе свиты имеются горизонты с повышенным содержанием малых элементов в глинистом веществе, в которых содержание ванадия, хрома и марганца достигает 100–180 г/т, меди 60 г/т, свинца 27 г/т.

Игарское поднятие

Гравийская свита (170 м) по литологическим особенностям расчленяется на две пачки. Первую, нижнюю, составляют мелкогалечные красные, вишнево-красные конгломераты и гравелиты полимиктового состава с преобладанием кварца и большим количеством обломков пород. Вторая пачка сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами красного и серого цвета, с прослоями алевролитистых и песчанистых доломитов. Красноцветные отложения гравийской свиты согласно перекрываются породами сухарихинской /Шишкин, 1975/. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, хлорита и каолинита (преобладает гидрослюда; каолинит и хлорит являются второстепенными компонентами; зрелость гидрослюда высокая). Среднее по свите содержание минералообразующих элементов соответствует его минеральному составу, а малых элементов понижено относительно глин и глинистых сланцев, за исключением бора (см. табл. 9, 10). Глинистое вещество конгломератов и гравелитов в основании свиты, а также алевролитов и аргиллитов нижней ее части содержит около 100 г/т меди.

Сухарихинская свита (550 м) сложена пестроцветными песчаниками, сероцветными доломитами, темно-серыми и кремнистыми известняками. Глинистое вещество, составляющее большую часть нерастворимого остатка, сложено гидрослюдой, хлоритом и монтмориллонитом, который содержится в доломитах верхней части свиты. Хлорит по разрезу распределен неравномерно, в доломитах его содержание возрастает. Гидрослюда в пределах всей свиты составляет большую часть глинистой фракции и имеет высокую зрелость. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу глинистого вещества. Среднее по свите содержание малых элементов в глинистом веществе понижено или равно таковому глин глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Широкие пределы содержания малых элементов обусловлены наличием в разрезе свиты отдельных горизонтов с высокой их концентрацией. Так, в алевролитах, аргиллитах и глинистых известняках нижней части свиты, а также в мощной доломитово-глинистой толще низов верхней половины свиты содержание меди повышено (80–100 г/т). В доломитах, глинистых доломитах, кремнистых известняках кровли свиты концентрируются медь (80–100 г/т) и цинк (100–800 г/т).

Туруханское поднятие

Литолого-стратиграфическое описание разреза дается по материалам Л.И. Килиной /Глинистые минералы..., 1976/.

Платоновская свита (320 м) наиболее полно обнажается по р. Сухой Тунгуске; здесь она перекрывает поздний докембрий с угловым несогласием и разрывом. Состав свиты в основном доломитовый и глинисто-доломитовый. По литологическим особенностям она подразделяется на три подсвиты. Нижняя представлена серыми доломитами с прослоями глинистых. В доломитах песчано-алевролитовый материал состоит из кварца и слюды. Встречаются включения битума, линзы кремней, следы косой и волнистой слоистости. Средняя подсвита сложена доломитами с прослоями глинистых и брекчиевидных доломитов. Для подсвиты в целом характерно наличие кремней в виде желваков, линз и прерывистых просло-

ев. В нижних горизонтах присутствуют водорослевые образования в виде крупных биогермных построек. Верхняя подсвета сложена преимущественно доломитами с прослоями сланцеватых глинистых доломитов. Часто встречаются прослои кремнисто-доломитовых брекчий и линзы кремней. Глинистая фракция составляет большую часть нерастворимого остатка ($\sim 80\%$). Наиболее обогащены глинистым материалом средняя часть нижней подсветы, нижние и средние слои средней подсветы, где содержание глинистого вещества на породу в отдельных прослоях достигает 40–50%. В его составе находятся гидрослюда, хлорит, каолинит, монтмориллонит, вермикулит. Преобладают гидрослюда и хлорит. Зрелость гидрослюды меняется в пределах 1,5–3,0, более высокая отмечается в нижней и верхней подсветах, в верхах средней. На этих же уровнях находятся каолинит, монтмориллонит и вермикулит. Среднее по свите содержание главных минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Среднее содержание титана, ванадия, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Пределы колебания их содержания очень широкие. Высокое содержание малых элементов, в том числе рудных, приурочено к уровням зрелого глинистого вещества, в составе которого находятся каолинит, монтмориллонит и вермикулит. В нижней подсвете содержание меди колеблется в пределах 200–300 г/т, цинка 100–300, свинца 36–94 г/т, в верхней части средней подсветы – меди 100–150 г/т, цинка 50–250 г/т. В низах верхней подсветы содержание меди достигает 100 г/т, свинца 80 г/т, в верхах – меди 100 г/т, цинка 200–700, свинца 12–40 г/т.

Оленекское поднятие (нижнее течение р. Оленек)

Туркутская свита (150–250 м) южных и восточных районов, сложенная массивными доломитами, соответствует всей хорбусунской серии северо-запада и юго-востока Оленекского поднятия /Хоментовский, 1976/. Глинистое вещество в доломитах туркутской свиты* состоит преимущественно из гидрослюды, присутствует хлорит. В средней ее части распространен каолинит. Средний химический состав глинистого вещества соответствует минеральному, но отмечается некоторое повышение содержания железа. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания концентрации малых элементов незначительны (см. табл. 9, 10).

Кесюсинская свита (98 м) залегает с размывом на туркутских доломитах. По литологическим признакам делится на пять пачек. Первая представлена песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, песчаных известняков и доломитов, вторая – песчанистыми алевролитами и песчаниками; третья – конгломератами в основании, песчаниками, алевролитами и песчанистыми известняками; четвертая – известняками с прослоями песчаных известняков; пятая – песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов /Савицкий и др., 1972/. Терригенные и карбонатные породы кесюсинской свиты в составе глинистого вещества имеют гидрослюду, хлорит и каолинит; последний содержится в верхах свиты. Содержание минералообразующих элементов соответствует минеральному составу. Исключением является железо, содержание которого еще более высокое, чем в туркутской свите. Среднее по свите содержание бора, титана, меди и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Широкие пределы колебания содержания малых элементов в глинистом веществе обу

* Изучалась только верхняя часть свиты.

словлены наличием стратиграфически выдержанных горизонтов с их повышенной концентрацией. Так, в глинистых и водорослевых доломитах туркутской свиты содержится 150 г/т меди, 50 г/т цинка и 7 г/т свинца; в других частях свиты определение рудных элементов не производилось. В кесюсинской свите имеется несколько уровней повышенного содержания рудных элементов в глинистом веществе.

Алданский массив

Юдомский комплекс в пределах Алданского массива по литологическим признакам имеет двуритмичное строение, которому в профиле опорных скважин среднего течения р. Лены соответствует толбинская свита /Соколов и др., 1976; Хоментовский, 1976/. Глинистое вещество изучено только для верхней части толбинской свиты.

Толбинская свита в низах разреза р. Бьдьянгай представлена чередованием известняков, доломитов, глинистых доломитов и мергелей. В средней части разреза встречаются известковистые доломиты, доломиты с прослоями известняков и гравелитов. В верхних горизонтах доломиты и глинистые доломиты чередуются с известняками. В разрезе р. Киги-Таас в толбинской свите выделяется несколько пачек, в которых установлено различное соотношение известняков и доломитов. Глинистое вещество изученной части разреза р. Бьдьянгай состоит преимущественно из гидрослюды, изредка присутствуют в незначительном количестве хлорит и смешанослойные образования. Каолинит встречен только на одном уровне. В разрезе р. Киги-Таас глинистое вещество доломитов и известняков толбинской свиты состоит из монтмориллонита, гидрослюды, каолинита и талька. Среднее по свите содержание минералообразующих элементов в разрезе р. Бьдьянгай соответствует гидрослюдистому составу, в разрезе р. Киги-Таас отмечается повышенная концентрация магния, что, вероятно, обусловлено присутствием монтмориллонита и талька. Также различно среднее по свите содержание малых элементов в этих разрезах. В первом содержание бора, титана, ванадия, хрома и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев, во втором — понижено (см. табл. 9, 10). В среднем по двум разрезам содержание бора и ванадия повышено относительно глин и глинистых сланцев. Значительная неравномерность концентрации малых элементов в глинистом веществе обусловлена наличием горизонтов с повышенным их содержанием.

Енисейский кряж

Тасеевская серия подразделяется на четыре свиты: алешинскую, чистяковскую, мошакговскую и островную (редколесная + островная). Возраст тасеевской серии является дискуссионным. Большая часть исследователей /Семихатов, 1974; Солодкова, 1972/ предполагает, что стратиграфический интервал серии соответствует вендскому комплексу Русской платформы. Ю.К. Советов /1974/ относит тасеевскую серию к нерасчлененному верхнему рифею — юдомию. В.В. Хоментовский /1976/ рассматривает алешинскую, чистяковскую и мошакговскую свиты как образования верхнего рифея. Терригенная редколесная и карбонатная островная свиты объединяются в островную свиту юдомского комплекса. Автором отложения тасеевской серии изучались с целью выявления условий их накопления /Советов и др., 1975/.

Алешинская свита (~300 м) сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники имеют кварцевый состав. Алевролиты

по составу аналогичны песчаникам и отличаются лишь несколько большим содержанием хлорито-серицито-глинистого цемента. Аргиллиты по структуре пелитовые и алевроито-пелитовые. Примесь алевроитового материала составляет 10–20%, глинистый материал раскристаллизован. В аргиллитах отмечается обилие окислов железа. Глинистое вещество алешинской свиты, изучавшееся в верхних ее горизонтах, состоит из гидрослюда, хлорита, смешанослойных минералов и монтмориллонита. Среднее по разрезу содержание минералообразующих элементов характеризует преимущественно его гидрослюдистый состав, высокое содержание железа, возможно, отражает присутствие значительного количества железистого хлорита и монтмориллонита. Среднее содержание бора, ванадия, хрома несколько повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10).

Чистяковская свита (170 м) сложена алевролитами, тонкозернистыми кварцевыми песчаниками и аргиллитами с прослоями доломитов. Глинистое вещество этих пород состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита, вермикулита, каолинита и пирофиллита. Среднее по свите содержание минералообразующих элементов указывает на присутствие значительного количества каолинита. Среднее содержание ванадия, хрома, меди, стронция и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания содержания малых элементов значительны (см. табл. 9, 10). Высокие концентрации рудных элементов в глинистом веществе приурочены к определенным стратиграфическим уровням, на которых содержание меди достигает 100–500 г/т, свинца 16–30 г/т. На этих же уровнях в породах повышено содержание меди, цинка и свинца. Медная минерализация в чистяковской свите прослеживается во многих районах юго-востока Енисейского кряжа /Злобин, Советов, 1975; Складорова, 1977/.

Мошакская свита (650 м), залегающая на чистяковской с постепенным переходом, сложена доломитами, алевролитами и песчаниками. Породы имеют темно-красную окраску, обусловленную присутствием гематита. Песчаники и алевролиты по составу кварцевые и аркозовые. Глинистое вещество мошакской свиты состоит из гидрослюда, хлорита, каолинита и монтмориллонита. Гидрослюда имеет высокую зрелость, присутствует гидратированная гидрослюда. Среднее по свите содержание минералообразующих элементов близко таковому чистяковской свиты, за исключением алюминия, содержание которого в мошакской свите более низкое, что обусловлено меньшим содержанием каолинита. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, кобальта, никеля и свинца в мошакской свите значительно повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Распределение концентрации малых элементов по разрезу неравномерно. В основании, середине и верхах свиты глинистое вещество обогащено ванадием (300–650 г/т), хромом (2000–3200 г/т), кобальтом (100–250 г/т), никелем (150–200 г/т), медью (100–180 г/т), цинком (100–200 г/т) и свинцом (77–130 г/т).

Редколесная свита (330–360 м) начинается базальными конгломератами, которые перекрываются кварцевыми песчаниками с железисто-глинистым, каолиновым цементом. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, каолинитом, хлоритом. Каолинит иногда преобладает, гидрослюда имеет среднюю и высокую зрелость, часто гидратирована. Среднее по свите содержание минералообразующих элементов характеризует гидрослюдистый и хлоритовый состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, хрома, цинка в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). В пределах свиты имеются горизонты, глинистое вещество которых содержит 90–200 г/т цинка, в низах свиты – 14 г/т свинца.

Островная свита (280–300 м) сложена доломитами, в нижней ее части содержатся прослои кварцевого песчаника и гравелита. Глинистое вещество доломитов состоит из гидрослюда, каолинита и хлорита, содержание последнего

незначительно. Среднее содержание минералообразующих элементов характеризует гидрослюдистый и хлоритовый состав глинистого вещества. Содержание хлорита более высокое относительно редколесной свиты. Среднее содержание бора, титана, хрома, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). В верхней части свиты глинистое вещество содержит 150–200 г/т цинка.

Юдомо–Майский прогиб

Юдомский комплекс в Юдомо–Майском прогибе согласно залегает на самых верхних горизонтах верхнего рифея. В осевой зоне прогиба верхнерифейские отложения постепенно переходят в юдомские /Хоментовский, 1976/. Автором проведено детальное литологическое и геохимическое изучение разрезов бассейна р. Юдома, а также района стратиформных свинцово–цинковых месторождений Сардана и Уруй /Стратиформные свинцово–цинковые месторождения..., 1979/.

В бассейне р. Юдома юдомская свита (180–230 м) по литологической характеристике делится на две подсвиты: нижнюю, терригенную, и верхнюю, карбонатную. В основании нижней подсвиты залегают песчаники и аргиллиты, выше сменяющиеся битуминозными доломитами, песчанистыми и кремнистыми доломитами с прослоями аргиллитов. Верхнеюдомская подсвита сложена доломитами, сахаровидными доломитами и песчаниками. По минеральному составу глинистого вещества юдомская свита четко делится на нижнюю и верхнюю подсвиты. В нижней глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, смешанослойными образованиями, монтмориллонитом и каолинитом, в верхней преобладает гидрослюда. Как в верхней, так и в нижней частях свиты в составе глинистого вещества присутствуют кварц и полевые шпаты. Химический состав глинистого вещества в пределах юдомской свиты меняется направленно: снизу вверх возрастает содержание кремнезема, уменьшается – глинозема и окислов железа. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества в общем соответствует его минеральному составу, в нижней подсвите присутствуют гидрослюда, хлорит и каолинит, в верхней – гидрослюда. В нижней подсвите содержание бора и хрома, в верхней подсвите – бора, хрома, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Для нижней подсвиты пределы колебания содержания малых элементов менее значительны относительно верхней. Неравномерное распределение малых элементов обусловлено наличием горизонтов с высокими их концентрациями.

Юдомская свита (~ 220 м) в районе месторождений Сардана и Уруй представлена ниже- и верхнеюдомской подсвитами. Нижняя подсвита в низах сложена мелкозернистыми алевритисто–глинистыми доломитами, выше сменяющимися окремненными и доломитовыми известняками. Разрез нижней подсвиты завершается доломитами с примесью терригенного материала, пестроцветными доломитами с мергелями и темно–серыми тонкозернистыми известняками. Нижняя часть верхнеюдомской подсвиты сложена доломитами, битуминозными доломитами и известняками, верхняя часть – метасоматическими доломитами, "сахаровидными", "мраморовидными" и битуминозными известняками. Глинистое вещество песчаников, аргиллитов, мергелей, доломитов и известняков нижнеюдомской подсвиты состоит из гидрослюды, в меньшей мере хлорита и монтмориллонита. Встречается смешанослойная гидрослюда. Доломиты, битуминозные известняки, метасоматические доломиты верхнеюдомской подсвиты в составе глинистого вещества содержат гидрослюду. В битуминозных доломитах и известняках отмечается смешанослойная гидрослюда. В доломитах, вмещающих рудные тела, встречены уранинит и гётит. Среднее содержание минералообразующих элементов глинисто–

го вещества юдомской свиты соответствует преимущественно гидрослюдистому составу. Более высокое содержание магния в нижнеюдомской подсвите обусловлено большей долей хлоритов в этих отложениях. Среднее содержание бора, титана и хрома в нижней подсвите, бора, титана, ванадия, хрома, меди, цинка, циркония и свинца – в верхней повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 9, 10). Наиболее широкие пределы колебания содержания малых элементов характерны для глинистого вещества верхней подсвиты.

Южный Урал

Ашинская серия (1000–1700 м) в составе бакеевской, урюкской, басинской, куркураукской и зиганской свит является аналогом вендских отложений /Стратиграфия СССР, 1963; Козлов, 1982/.

Бакеевская свита (120 м) сложена преимущественно полевошпат–кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В основании свиты иногда наблюдаются прослойки конгломератов и гематитовых руд. Урюкская свита (100–150 м) представлена полевошпат–кварцевыми и аркозовыми песчаниками и конгломератами. Граница бакеевской и урюкской свит проводится по смене зеленовато–серых глауконитсодержащих бакеевских алевролитов серыми средне– и мелкозернистыми полевошпат–кварцевыми песчаниками урюкской свиты. Басинская свита (900 м) сложена полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Алевролиты в целом по составу и строению сходны с песчаниками, отличаясь от последних увеличением цемента до 30–40%. Аргиллиты имеют зеленовато–серую, розовую, вишневую окраску, содержат незначительную (1–3%) алевритовую примесь, которая распределена неравномерно в виде сгустков и пятен неправильной формы, часто содержат значительное количество гидроокислов железа. Куркураукская свита (50–350 м) состоит из песчаников и конгломератов. Преобладают полимиктовые песчаники, присутствуют алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами. Терригенные породы по составу и внешнему облику близки одноименным образованиям басинской свиты. Зиганская свита (350–450 м) сложена песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами.

В целом для ашинских отложений характерен комплекс тяжелых минералов, представленный цирконом, турмалином, рутилом, лейкоксеном, апатитом, магнетитом и гематитом, отображающий общность условий осадконакопления. Ашинская серия фашиально изменчива, но по всему Южному Уралу выделяется и узнается по составу и облику маркирующих пачек (урюкская и куркураукская свиты, флишoidalная пачка басинской свиты), характеру их переслаивания и текстурным особенностям /Козлов, 1982/. Глинистое вещество ашинской серии в среднем содержит бор (55 г/т), титан (5500 г/т), ванадий (145 г/т), хром (140 г/т), марганец (520 г/т), кобальт (8 г/т), никель (32 г/т), медь (95 г/т), галлий (15 г/т), стронций (45 г/т), цирконий (265 г/т), барий (410 г/т), свинец (13 г/т). Содержание титана, ванадия, хрома и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев.

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РАЗРЕЗОВ ФАНЕРОЗОЯ И СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Фанерозой

В начале фанерозоя в пределах Сибирской платформы значительной тектонической перестройки не происходило. Контур платформы наметились еще в рифее. К началу кембрия размеры ее увеличились за счет байкалид Енисейского кряжа, Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья. Широко распространились морские бассейны (76%), где накапливались карбонатные и карбонатно-обломочные формации, преобладали доломиты. На юге платформы карбонаты переслаивались с эвапоритами. Палеогеографические условия среднего кембрия были близки раннекембрийским. В позднем кембрии на платформе уменьшилось количество карбонатных формаций, почти исчезли эвапориты, возрос объем обломочных формаций /Ронов и др., 1974/.

В ордовике относительно кембрия площадь платформы, покрытая морем, расширилась и достигла максимальных для фанерозоя размеров. Преобладали морские мелководные бассейны, в которых образовывались карбонатные, карбонатно-обломочные и обломочные формации, в незначительной мере накапливались гипсоносные отложения; в среднем ордовике на платформе образовывались фосфоритоносные осадки /Ронов и др., 1976/.

В силуре общие палетектонические условия почти полностью соответствовали позднеордовикским /Хаин и др., 1977/. Размеры Сибирской платформы остались прежними, но существенно увеличился объем карбонатных формаций (до 72%), которые приурочены к центральным частям Тунгусской и Вилуйской синеклиз. Для нижних частей разреза характерны прослойки терригенных пород и граптолитовых сланцев, для верхней — красноцветных и хемогенных осадков, в том числе гипсов. Морские карбонатно-обломочные формации распространены в Прибалтийской синеклизе, в Латвийском прогибе в составе этих отложений преобладают граптолитовые сланцы. На северо-западе Тунгусской синеклизы и на юге Анабарского массива известны гипсоносные отложения.

Девонский период в общем характеризуется геократическим режимом /Ронов, Хаин, 1954/. В раннедевонскую эпоху на большей части Сибирской платформы море регрессировало, образовывались преимущественно терригенные осадки. Одновременно с регрессией происходили локальные трансгрессии. В среднем девоне распространилась трансгрессия, также сопровождавшаяся локальными регрессиями. Широкое распространение морских карбонатно-обломочных формаций отражает колебательные движения земной коры в среднем девоне. В верхнем девоне продолжалась трансгрессия моря, обусловившая большее распространение карбонатных отложений относительно среднего девона.

В раннекаменноугольную эпоху распределение суши и моря было сходным с позднедевонским, в раннем карбоне относительно позднего девона увеличилось распространение морских карбонатных осадков. В дальнейшем в течение каменноугольного периода продолжалось развитие регрессии, начавшейся еще в позднем девоне. В средне-позднекаменноугольную эпоху площадь, покрытая морем, значительно сократилась относительно раннего карбона /Ронов, Хаин, 1955/.

В ранней перми палеотектоническая и палеогеографическая обстановка была сходной с позднекаменноугольной. Различие заключается в дальнейшем более интенсивном сокращении площади морского осадконакопления. В ранней перми широко распространились континентальные обломочные формации; на Сибирской плат-

форме они представлены угленосными отложениями Тунгусского бассейна. В северной части Тунгусского бассейна, по его окраине, угленосные отложения сменяются морскими. В поздней перми происходило дальнейшее и резкое сокращение площади морей. Увеличилась площадь суши и доля континентальных и красноцветных формаций. Пермский период соответствует заключительным стадиям герцинского этапа эволюции земной коры. В перми развивалась регрессия, начавшаяся еще в карбоне, и проявилась ярко выраженная климатическая зональность /Ронов, Хаин, 1956/.

В раннеюрскую эпоху в пределах эпигерцинской платформы Западно-Сибирской низменности имела место трансгрессия моря. В Сибири этому времени соответствуют сероцветные и угленосные отложения /Тимофеев, 1969/. В Хатангском прогибе и Западно-Сибирской впадине образовывались морские обломочные формации. Среднеюрская эпоха по палеогеографическим и палеотектоническим условиям мало отличалась от раннеюрской, происходило лишь некоторое уменьшение площади, покрытой морем. В пределах Западно-Сибирской плиты мощность этих отложений была незначительна. С переходом к поздней юре в результате трансгрессии увеличилась площадь морей, особенно в Арктическом бассейне. На Западно-Сибирской плите и Хатангской впадине широко распространились морские обломочные формации, представленные песками с глауконитом, темноцветными глинами, нередко битуминозными и переходящими в горючие сланцы, сократилось накопление угленосных формаций /Ронов, Хаин, 1962/.

Кембрий

Для кембрийского периода характерно развитие трансгрессии, распространившейся почти по всей территории Сибирской платформы. Отложения кембрия залегают или на породах позднего докембрия, или же непосредственно на образованиях фундамента. Кембрий на Сибирской платформе представлен всеми тремя отделами. Вопрос о нижней и верхней границах не решен, спорными остаются границы отделов и ярусов.

Игарский район

Краткое литолого-стратиграфическое описание кембрийских отложений дано по материалам Б.Б. Шишкина /Савицкий и др., 1964/.

Краснопорожская свита (218 м) сложена кирпично- и вишнево-красными, малиновыми, красновато-серыми известняками, доломитами и глинистыми известняками; примерно в средней ее части залегают серые массивные известняки. Вещественный состав свиты не остается постоянным на различных участках Игарского района. По р. Сухарихе, ниже устья р. Шумной, в верхней половине свиты наблюдается пачка доломитов алданского яруса. В верхнем течении р. Сухарихи краснопорожская свита сложена преимущественно пестроцветными и глинистыми известняками. В бассейне р. Кулюмбе она состоит из глинистых известняков и доломитовых мергелей. Глинистое вещество составляет 82-95% нерастворимого остатка и сложено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и смешанослойными минералами. В некоторых пробах в незначительном количестве присутствует каолинит. Гидрослюда преобладает в районе ниже р. Шумной, в верхнем течении р. Сухарихи отмечается много хлорита. Зрелость гидрослюды высокая (> 2). Глинистое вещество пород краснопорожской свиты, в отличие от нижележащей сухарихинской, в большей степени обогащено железом и обеднено магнием, несколько больше здесь калия. Среднее по свите содержание бора и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Шумнинская свита (100–370 м) в стратотипическом разрезе (верхнее течение р. Сухарики) сложена в нижней части серыми, темно-серыми плитчатыми и массивными глинистыми известняками, в которых встречаются редкие прослои кремнистых известняков. Выше залегают темно-серые известковистые доломиты, относящиеся к ленскому ярусу. Верхняя часть свиты образована чередующимися плитчатыми известняками, кремнистыми и черными глинистыми известняками, по кровле которых проводится граница нижнего и среднего кембрия. Выше залегают пачка темно-серых, черных плитчатых кремнисто-глинистых известняков и мергелей. На отложениях шумнинской свиты резко без следов видимого перерыва залегают устьбрусская свита. Глинистое вещество в породах шумнинской свиты сложено в основном гидрослюдой, присутствует незначительное количество хлорита и каолинита. Зрелость гидрослюды высокая. Содержание кремнезема заметно повышается (59–60%) от низов свиты к верхним горизонтам; начиная с ленского яруса количество его колеблется в пределах 73–94%. По сравнению с лежащими ниже осадками здесь понижено содержание титана, калия, магния и железа. Количество устойчивых компонентов по сравнению с количеством неустойчивых по-прежнему остается высоким почти по всей свите, за исключением самых верхних горизонтов. Среднее по свите содержание бора и меди в глинистом веществе повышено (см. табл. 11, 12). Повышенная концентрация малых элементов, в том числе цинка и меди, отмечается в верхней части свиты, относящейся к ленскому ярусу.

Устьбрусская свита (450–460 м) в низах состоит из серых и темно-серых массивных известняков, которые выше сменяются зеленовато-серыми, красноцветными тонкоплитчатыми мергелями и глинистыми известняками. Верхние горизонты свиты сложены пестроцветными глинистыми и глинисто-доломитистыми известняками, мергелями с прослоями известковых конгломератов. Сходные по вещественному составу отложения прослеживаются в верхнем течении р. Сухарики и в бассейне р. Куломбе. Здесь же в свите известковые конгломераты замещаются конгломератовидными известняками. Устьбрусская свита согласно перекрывается лабазной свитой. Глинистое вещество составляет 65% нерастворимого остатка и сложено гидрослюдой и хлоритом. Зрелость гидрослюды средняя (1,8–2,5). Содержание кремнезема в глинистой фракции пород в среднем 63%. Наибольшее количество кремния содержится в нижней части свиты (67%), в верхней понижается до 60%. Содержание калия и титана в глинистой составляющей устьбрусской свиты относительно шумнинской понижено, а натрия – резко повышено. Количество неустойчивых компонентов повышено по сравнению с устойчивыми. Среднее по свите содержание ванадия, меди, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Наиболее высокие концентрации ванадия, меди и цинка приурочены к верхам устьбрусской свиты.

Лабазная свита (392 м) в бассейне р. Брус вскрыта не полностью и делится на две пачки. Нижняя представлена сероцветными плитчатыми и толсто-плитчатыми известняками, глинистыми известняками с прослоями известняковых конгломератов, конгломератовидных, доломитисто-алевритисто-глинистых и глинисто-алевритистых известняков. Верхняя пачка состоит из сероцветных толсто-плитчатых глинистых и глинисто-алевритовых известняков с прослоями известняков. Глинистое вещество в породах свиты составляет 59% нерастворимого остатка и сложено гидрослюдой и хлоритом, преобладает гидрослюда, зрелость ее средняя. Содержание кремнезема в глинистой фракции в среднем составляет 61%. Несколько повышается содержание титана, количество щелочей остается таким же относительно устьбрусской свиты; как и в последней, глинистая составляющая характеризуется высоким содержанием неустойчивых компонентов по сравнению с устойчивыми. Среднее по свите содержание ванадия, меди, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Повышенная концен-

трация ванадия, меди и цинка наблюдается в низах лабазной свиты, на границе с устьбрусской, и верхней части разреза свиты.

Туруханский район

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза дана по материалам В.У. Петракова /1964/, Л.И. Килиной /Петраков, Килина, 1969/. В Туруханском районе кембрийские отложения делятся на три отдела, которые в свою очередь расчленяются на ярусы и свиты. В составе нижне- и среднекембрийских отложений выделяется костинская свита, нижняя подсвита которой относится к алданскому ярусу, средняя - к ленскому ярусу нижнего кембрия, а верхняя - к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Костинская свита (1520 м) согласно, с постепенными переходами перекрывает платоновскую свиту и сложена в основном характерными для нее желтовато-кремовыми массивными кавернозными доломитами. Литологическое разделение на подсвиты проведено условно. Нижняя подсвита представлена доломитами кремовыми и светло-серыми с желтоватым и буроватым оттенком, массивными, кавернозными, мелко- и тонкозернистыми. В основании наблюдаются маломощные прослои кремнистых известняков и доломитов. Средняя подсвита также представлена в основном желтоватыми массивными и среднеплитчатыми кавернозными брекчированными разностями доломитов. В нижней части ее наблюдаются крупные водорослевые биогермы, в верхней - доломиты часто брекчированы. Верхняя подсвита состоит из доломитов кремовых и светло-серых массивных и грубоплитчатых мелкозернистых. В некоторых прослоях доломиты известковистые, кремнистые, кавернозные, брекчированные. Глинистое вещество пород костинской свиты сложено гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. В некоторых образцах отмечен пиррофиллит. Зрелость гидрослюды в пределах свиты колеблется от средней до высокой, последняя имеет место в верхах нижней подсвиты, примерно в середине средней подсвиты и верхах верхней. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преобладание гидрослюды. Среднее по свите содержание малых элементов различно в разных бассейнах. В бассейне р. Курейки глинистое вещество обогащено бором, титаном, ванадием, хромом, медью, цинком, стронцием и свинцом (см. табл. 11, 12); в бассейне р. Летней - бором, ванадием, медью и цинком; в бассейне Нижней Тунгуски - бором, титаном, ванадием, медью, цинком, стронцием, барием и свинцом; в бассейне Сухой Тунгуски - ванадием, медью, цинком, барием и свинцом. Для всего Туруханского района содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди, цинка, стронция и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев, содержание некоторых элементов колеблется в широких пределах: ванадия 37-560 г/т, хрома 24-800, марганца 16-1000, меди 80-3000, цинка 10-1000, стронция 100-2000, свинца 1-300 г/т. Высокое содержание малых элементов отмечено на нескольких стратиграфических уровнях костинской свиты - в нижней, средней подсвитах, в низах и верхах верхней подсвиты.

Летнинская свита (190-250 м) по возрасту отнесена условно к майскому ярусу среднего кембрия. Переход между костинской и летнинской свитами резкий - кремовые доломиты сменяются вишнево-красными аргиллитами и мергелями. Однако никаких следов размыва или перерыва в осадконакоплении на границе толщ не обнаружено. Наиболее полный разрез свиты находится на р. Летней, в ее верхнем течении, и сложен доломитовыми мергелями и аргиллитами вишнево-красными и зеленоватыми с прослоями желтоватых и розоватых глинисто-известковистых доломитов и доломитовых известняков. Минеральный состав глинистого вещества пород свиты довольно однообразный, здесь присутствует гид-

рослода, хлорит, каолинит, встречаются смешанослойные разности. Зрелость гидрослоды средняя и высокая, понижение зрелости отмечается в средней части свиты, в низах свиты она повышается. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослодистый состав. Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе летнинской свиты различно для разных бассейнов. В бассейне р. Курейки повышено содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди, цинка; в бассейне р. Летней – бора, титана, ванадия, меди и цинка; в бассейне Нижней Тунгуски – бора, титана, ванадия, хрома, меди, стронция и цинка. Для всего Туруханского района содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди, цинка и галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Колебания содержания малых элементов в глинистом веществе в пределах свиты значительны. В летнинской свите отмечается несколько уровней обогащения глинистого вещества малыми элементами. Из рудных элементов в верхах и низах свиты концентрируются цинк и медь, в средней части – медь.

Устьпелядкинская свита (200–300 м) датируется верхним кембрием, нижняя и средняя части свиты относятся к нижней части верхнего кембрия. Верхняя часть свиты, вероятно, соответствует средней части верхнего кембрия. Верхи верхнего кембрия представлены нижней подсвитой и низами (70 м) средней подсвиты устьмундуйской свиты. Устьпелядкинская свита согласно перекрывает летнинскую. Наиболее полный разрез представлен на р. Курейке. В составе свиты основным компонентом являются известняки тонко- и мелкозернистые, сероцветные, массивные и разноплитчатые с прослоями пестроцветных доломитов. Известняки часто водорослевые онколитовые, оолитовые, детритусовые, со стилолитовыми швами. Для доломитов характерны элементы косо́й слоистости, знаки ряби и примесь алевритового материала. В более южных разрезах (р. Летняя) состав свиты становится более доломитовым, а окраска более пестрой. Глинистое вещество в породах свиты составляет около 70% нерастворимого остатка. Максимальное его количество отмечается в разрезе по р. Летней, минимальное – на р. Мундуйке. Распределение глинистой фракции по разрезу свиты неравномерное. Повышенные содержания ее приурочены к нижним и верхним доломитовым прослоям. Глинистая фракция пород устьпелядкинской свиты в разрезе на р. Летней сложена гидрослодой и каолинитом, в бассейне р. Курейки – хлоритом, гидрослодой, каолинитом. Зрелость гидрослоды повышена (2,0–4,5) в самых нижних горизонтах и верхней части свиты. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества свидетельствует о преимущественно гидрослодистом составе. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди и цинка в бассейне р. Курейки; бора, титана, ванадия, меди и цинка в бассейне р. Летней; бора, титана, ванадия, хрома, меди и цинка по Туруханскому району повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). В разрезе устьпелядкинской свиты имеется несколько стратиграфических уровней, глинистое вещество которых обогащено малыми элементами, в том числе медью и цинком. В верхних и нижних горизонтах свиты концентрируются медь (до 300 г/т) и цинк (до 1000 г/т), в средней части – медь.

Устьмундуйская свита (280 м) сложена доломитами, согласно перекрывающими известняки устьпелядкинской свиты. Стратотипический разрез свиты вскрыт на р. Курейке, близ устья р. Мундуйки. Как указывалось выше, к верхнему кембрию относится нижняя подсвита (40 м) и низы (70 м) средней. Нижняя подсвита сложена серыми однородными доломитами. В отдельных прослоях доломиты водорослевые и органогенно-обломочные. Средняя подсвита представлена пестроцветными, часто глинистыми, глинисто-алевритистыми и песчанистыми доломитами. Содержание глинистой фракции увеличивается снизу вверх по разрезу, в ее составе присутствуют гидрослода, хлорит, монтмориллонит, вермикулит, смешано-

слойные разности и полевые шпаты. Зрелость гидрослюды в породах устьмундуйской свиты имеет довольно постоянные значения на уровне средней и выше средней. Содержание минералообразующих элементов глинистого вещества характеризует преимущественно его гидрослюдистый состав. Среднее по Туруханскому району содержание бора, титана, ванадия, хрома, никеля, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Следует отметить, что в отложениях Туруханского района глинистое вещество имеет довольно высокий фон содержания малых элементов, в том числе рудных (меди, цинка и свинца).

Оленекское поднятие (северо-восток)

Литолого-стратиграфическое описание нижнекембрийских отложений дано по материалам В.Е. Савицкого с коллегами /Савицкий и др., 1972/.

Еркекетская свита (40 м) сложена пестроцветными глинистыми и глинисто-алевритистыми известняками. Нижняя часть - красноцветная, верхняя содержит прослойки серых глинистых известняков. В основании свиты встречаются прослойки конгломератов и гравелитов. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюд и хлорита. Зрелость гидрослюд в основании свиты высокая. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, титана и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Повышенная концентрация малых элементов наблюдается в красноцветных глинистых известняках нижней части свиты.

Иркутский амфитеатр

Кембрийские соленосные отложения юго-западной части Сибирской платформы изучались главным образом по кернам скважин опорного колонкового бурения. Ниже приводится краткая характеристика наиболее полных разрезов, расположенных в различных структурно-фациальных зонах запада Иркутского амфитеатра. Литолого-стратиграфическое описание разреза дается по материалам П.Н. Соколова /Глинистые минералы..., 1976/. Глинистое вещество изучалось для отложений усольской (алданский ярус), бельской, булайской, ангарской и частично литвинцевской свит (ленский ярус, большая часть отложений литвинцевской свиты входит в состав амгинского яруса среднего кембрия).

Усольская свита (750-790 м) залегает согласно с постепенными переходами на отложениях мотской свиты. Сложена она ритмично переслаивающимися доломитами, доломито-ангидритами, ангидритами и каменными солями при значительном преобладании последних. В западной части Иркутского амфитеатра заметную роль в строении ритмов играют алевролиты и песчаники, залегающие в основании сульфатно-карбонатных пачек. В каменных солях верхней трети усольской свиты повсеместно отмечается вкрапленность сильвина, а иногда и карналита /Жарков и др., 1967/. В глинистом веществе усольской свиты в Троицком профиле помимо гидрослюд и хлорита содержатся серпентин, палыгорскит (?), тонкодисперсный кварц и гипс. В разрезе Заярской скважины состав глинистой фракции более однородный и представлен гидрослюдой, хлоритом, смешанослойными разностями. Зрелость гидрослюд низкая и средняя (1,6-2,4), преобладает низкая. Химический состав глинистой фракции пород Троицкого профиля и Канарайской площади в значительной мере обусловлен примесью неглинистого материала. Среднее содержание бора и стронция в глинистом веществе свиты повы-

шено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Содержание меди, цинка и циркония не определялось.

Бельская свита (≈ 520 м) по вещественному составу подразделяется на две подсвиты: нижнюю (карбонатную) и верхнюю (соляную, или терригенную). Переходы между подсвитами весьма постепенны и граница между ними проводится условно. Нижняя подсвита как в центральных, так и в прибортовых частях Иркутского амфитеатра сложена чередующимися прослоями доломитов и известняков с ангидрито-доломитами и реже ангидритами. В верхах подсвиты широко распространены линзы и желваки кремней. Верхняя подсвита сложена каменными солями, ритмично переслаивающимися с алевролитами, доломитами, доломито-ангидритами и ангидритами. В прибортовой части Канско-Тасеевской впадины подсвита представлена в основном алевролитами и песчаниками. Встречаются единичные прослои каменных солей. Глинистое вещество бельской свиты сложено гидрослюдой, хлоритом, присутствуют смешанослойные разности, каолинит, а также полевые шпаты и кристобалит. Зрелость гидрослюды низкая и средняя (1,6–2,6), преобладает низкая. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отражает смешанный его состав. Содержание бора, хрома, кобальта, никеля, стронция и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Булайская свита (114–194 м) является надежным маркирующим горизонтом в соленосных отложениях Иркутского амфитеатра. В нижней части свиты залегают доломиты, переслаивающиеся с ангидритовыми, реже алевролитовыми доломитами. Средняя часть свиты сложена известняками чистыми и доломитовыми. Вверх по разрезу известняки сменяются доломитами. У самой кровли свиты среди доломитов появляются прослои коричневых алевролитов. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и смешанослойными разностями. Зрелость гидрослюды высокая (2,2–3,0). Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Среднее содержание бора, хрома, кобальта, никеля и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Пределы колебания содержания малых элементов значительны.

Ангарская свита (470–517 м) во внутренних областях Иркутского амфитеатра сложена чередующимися между собой доломитами, доломито-ангидритами, ангидритами и каменными солями. В западном направлении в отложениях свиты постепенно возрастает роль обломочного материала. Для отложений свиты характерно очень тонкое ритмичное переслаивание несоляных пород. Глинистое вещество сложено в основном гидрослюдой, в меньшей мере – хлоритом, смешанослойными минералами, монтмориллонитом и вермикулитом. Зрелость гидрослюды колеблется (1,5–2,8); преобладает средняя (2,0–2,6). Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному минеральному составу. Среднее содержание бора, ванадия, хрома и никеля повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Литвинцевская свита (40–124 м) в основании имеет прослой крупнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников. На песчаниках с постепенным переходом залегают доломиты, переслаивающиеся с известняками и известковыми доломитами, или зелено-серые алевролиты. В средней части свиты в некоторых разрезах наблюдаются пласты каменных солей. Верхние горизонты сложены переслаивающимися светло-коричневыми доломитами с серыми глинистыми и алевритистыми доломитами, доломито-ангидритами и реже коричневыми алевролитами. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, хлоритом и смешанослойными минералами. Зрелость гидрослюды средняя (1,8–2,4). Химический состав глинистого вещества соответствует минеральному (см. табл. 11).

Верхоленская свита (450–800 м) рядом исследователей /Жарков, Скрипкин, 1971; Писарчик и др., 1975/ выделяется в Иркутском амфитеатре (бас-

сейн р. Ангары). Нижняя часть верхоленской свиты относится к майскому ярусу, средняя и верхняя – к верхнему кембрию. Нижняя подсвита сложена преимущественно красноцветными доломитовыми мергелями с прослоями аргиллитов, глинистых доломитов и песчаников, часто присутствуют прослои гипсов. Средняя подсвита относительно нижней характеризуется большей песчаностью. Верхняя по составу является песчано-мергельной. Изучение глинистого вещества проводилось только для нижней части верхоленской свиты. В его составе имеются хлорит и гидрослюда. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает его минеральный состав. Среднее по свите содержание титана, ванадия и хрома повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Содержание кобальта, меди, цинка, циркония в глинистом веществе верхоленской свиты не определялось.

Нижнее Приангарье

Кембрийские отложения Нижнего Приангарья изучались совместно с Г.Ф. Складовой, Е.В. Покровским, по материалам которых дается литолого-стратиграфическое описание разреза /Акульшина и др., 1973а/. Кембрийские отложения без видимого несогласия перекрывают венд. Нижнекембрийские карбонатные отложения представлены иркинеевской, климинской, агалевской и частично зеленеваевой свитами. Отложения среднего и верхнего кембрия, несогласно залегающие на нижнекембрийских, объединены в эвенкийскую свиту, состоящую из трех подсвит. Как уже отмечалось, граница среднего и верхнего кембрия в Нижнем Приангарье проводится внутри верхоленской (эвенкийской) свиты /Писарчик и др., 1975/.

Иркинеевская свита (150 м) состоит из доломитов. В разрезе преобладают серые и темно-серые массивные доломиты, среди которых встречаются глинистые и органогенные разности. Глинистое вещество иркинеевской свиты не изучалось.

Климинская свита (360 м) представлена переслаиванием пелитоморфных и органогенных пестроцветных и серых известняков, среди которых встречаются прослои и пласты глинистых доломитов, реже песчаников и кремней. Известняки преимущественно органогенные. Глинистое вещество климинской свиты сложено в основном гидрослюдой, хлоритом, вермикулитом, присутствуют гётит, каолинит, в примеси – полевые шпаты. Хлорит распространен только в нижней части свиты, представленной глинистыми известняками, в строматолитовых известняках присутствуют гидрослюда, вермикулит, гётит. Зрелость гидрослюды средняя. В составе глинистого вещества кремнезем находится в пределах 51–63%, глинозем 14–19, титан 0,76–0,89%. Содержание магния и железа повышено, натрия – понижено. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома, кобальта, меди и галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Наиболее высокие концентрации элементов в глинистом веществе отмечаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Агалевская свита (380 м) имеет доломитово-известковый состав. В качестве терригенной примеси в доломитах присутствуют зерна кварца и глинистый материал, в составе которого в значительных количествах наблюдается вермикулит и, в меньшей мере, гидрослюда. В некоторых случаях присутствуют хлорит и гётит. Зрелость гидрослюды средняя. Для глинистого материала характерно низкое содержание калия, натрия, повышенное – магния, железа. Среднее содержание титана, кобальта, меди, галлия и свинца в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Отмечаются определенные уровни высокой концентрации малых элементов в глинистом веществе.

Зеледеевская свита (145 м) сложена доломитистыми, в той или иной степени песчанистыми, иногда водорослевыми или оолитовыми известняками светло- и коричневатого-серой окраски. В них распространены пестроокрашенные прослои песчанистых водорослевых доломитов и известковистых песчаников. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, хлорита, вермикулита и незначительного количества каолинита. В составе глинистой фракции отмечается более высокое, относительно ниже- и вышележащих пород, содержание глинозема (19-22%), повышенное содержание магния и железа, пониженное - калия (3,42-4,75%), натрия (0,08-0,22%). Среднее содержание бора и меди в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Нижнеэвенкийская подсвита (260 м) сложена переслаивающимися пестроцветными известковистыми глинами, глинистыми доломитами и известняками, известково-глинистыми алевролитами, в которых встречаются прослои известковистых песчаников. В доломитах и глинах местами отмечаются прослои гипса и вкрапления медистых минералов. В глинистом веществе преобладает гидрослюда, представленная гидратированными, смешанослойными разностями и собственно гидрослюдой. В значительных количествах присутствуют хлорит, вермикулит. В качестве примеси отмечаются каолинит и полевые шпаты. Зрелость гидрослюда низкая. По химическому составу глинистое вещество самых низких горизонтов нижнеэвенкийской подсвиты отличается от верхних низким содержанием глинозема, натрия и калия. Для всей свиты характерно повышенное содержание магния и железа. Среднее по нижней подсвите содержание титана, ванадия и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Среднеэвенкийская подсвита (226 м) имеет состав, близкий составу ниже- лежащих слоев. Отличие - в большей доле известковистых алевролитов. Отложения этой подсвиты характеризуются повышенным содержанием меди (в ее основании залегают Бедобинский меденосный горизонт /Борзенко, Скляров, 1970/). В средней части подсвиты водораздела рек Тайга - Иркинева залегают золотоносная пачка, сложенная известковистыми песчаными алевролитами, алевритовыми песчаниками и алевропелитами. Среднеэвенкийская подсвита разреза рек Ангары и Иркинеевой имеет тот же минеральный состав глинистого вещества, что и нижнеэвенкийская. Зрелость гидрослюда здесь высокая. В районе водораздела Тайга - Иркинева глинистая фракция среднеэвенкийской подсвиты характеризуется более однообразным минеральным составом. Главными компонентами являются гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит. В составе глинистого вещества пород района Ангары и нижнего течения р. Иркинеевой натрия содержится больше, чем в породах водораздела Тайга - Иркинева. Для района Ангары и нижнего течения р. Иркинеевой среднее по подсвите содержание бора, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12). Для водораздела Тайга - Иркинева среднее по подсвите содержание ванадия, хрома, никеля и цинка значительно превышает их содержание в районе Ангары и нижнего течения р. Иркинеевой.

Верхнеэвенкийская подсвита (80 м) сложена желтовато-красными, зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, алевролитами с прослоями коричневых аргиллитов. Наиболее распространены здесь песчаники известковистые, доломитистые. Выше по разрезу увеличивается количество пестроцветных доломитов и известняков, содержащих гальку аргиллитов и глиптоморфозы по галиту. Разрез венчается мощной пачкой зеленовато-серых песчанистых алевролитов, содержащих прослои известковистых доломитов и песчаников. В верхах верхнеэвенкийской подсвиты водораздела рек Тайга - Иркинева прослеживается горизонт меденосных доломитов. Верхнеэвенкийская подсвита по минералогическому составу глинистого вещества существенно не отличается от ниже- и среднеэвенкийской. В единичном образце отмечено присутствие талька. Зрелость гидро-

слоды высокая. В районе Тайга – Иркинева эта подсвета так же, как и среднеэвенкийская, характеризуется весьма однообразным минеральным составом глинистого вещества. Главными компонентами являются гидрослюда и хлорит. По химическому составу особых различий между этими районами не отмечается. Среднее по подсвете содержание ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, цинка (водораздел Тайга – Иркинева), бора, меди (р. Ангара, нижнее течение р. Иркиневой) повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Средне–верхнекембрийские отложения юго–западной части Сибирской платформы являются меденосными. Эта толща, известная под названием эвенкийской и верхоленской свит, соответствует единому седиментационному циклу, в составе которого имеется до десяти стратиграфических горизонтов, обогащенных медью /Скляров, 1968; Медистые песчаники..., 1977/.

Алданский шит (среднее течение р. Лены)

Литолого–стратиграфическая характеристика кембрийских отложений, пройденных опорными скважинами, дается по материалам И.Т. Журавлевой с коллегами /Журавлева и др., 1983/. Результаты изучения глинистого вещества пестроцветной, переходной, синской и куторгиновой свит алданского и ленского ярусов кембрия готовятся к печати. Ниже приводятся краткие сведения о минеральном и химическом составе глинистого вещества вышеупомянутых отложений.

Пестроцветная свита (70–110 м) сложена известняками серыми, темно–серыми с прослоями кирпично–красных. Известняки в разной степени доломитистые, неравномерно обогащены глинистым и алевролитистым материалом. Присутствуют прослой доломитовых и известково–доломитовых мергелей. Глинистое вещество известняков и мергелей состоит из гидрослюды и монтмориллонита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует гидрослюдистому и хлоритовому составу глинистого вещества. Среднее по свите содержание бора и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Переходная свита (26–45 м) сложена известняками и доломитами, в разной степени глинистыми. Глинистое вещество свиты состоит преимущественно из гидрослюды, в нижней части присутствует каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует гидрослюдистому составу. Среднее по свите содержание бора и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Синская свита (15 м) сложена известняками темно–серыми, почти черными, обогащенными органикой. Глинистое вещество этих известняков состоит из гидрослюды обычной и гидратированной и значительного количества тонкодисперсного кварца. Среднее по свите содержание малых элементов понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 12). Исключение составляет бор, концентрация которого в глинистом веществе свиты незначительно превышает ее в глинах и глинистых сланцах и значительно ниже таковой в других свитах рассматриваемого разреза кембрия.

Куторгиновая свита (45 м) состоит из таких же известняков, как и вышележащая синская, но более доломитистых. Глинистое вещество ее представлено гидрослюдой и гидратированной гидрослюдой. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует его минеральному составу. Повышенное содержание алюминия, пониженное – калия обусловлено значительным количеством гидратированной гидрослюды. Содержание бора, ванадия, кобальта, меди, цинка

и свинца в глинистом веществе свиты повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Юдомо-Майский прогиб

Отложения нижнего кембрия, изученные автором в районе стратиформного месторождения свинца и цинка Сардана, представлены пестроцветной и иниканской свитами /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/.

Пестроцветная свита (20 м) сложена глинистыми, песчанистыми, глауконитовыми известняками и глинистыми мергелями. Глинистое вещество известняков состоит из гидрослюды, иногда с незначительной примесью хлорита. Тонкодисперсный кристаллический кварц присутствует во всех исследуемых образцах в значительном количестве, обуславливая высокое содержание кремнезема (60-70%) в глинистом веществе. Содержание других минералообразующих элементов находится в пределах, соответствующих его гидрослюдистому составу. Среднее по свите содержание бора, ванадия, хрома и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания содержания малых элементов значительны (см. табл. 11, 12).

Иниканская свита (~ 20 м) в изученном разрезе представлена не полно, нижняя ее часть сложена зеленовато- и темно-серыми аргиллитами и сланцами с прослоями кремней. В составе глинистого вещества содержится гидрослюда и значительная примесь тонкодисперсного кварца, отражающаяся в высоком содержании кремнезема (64-82%). Среднее содержание других минералообразующих элементов соответствует гидрослюдистому составу. Среднее по свите содержание ванадия, хрома, никеля и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 11, 12).

Ордовик

В настоящей работе отложения ордовика стратифицированы согласно унифицированной схеме, принятой на межведомственном стратиграфическом совещании, состоявшемся в 1964 г. в Новосибирске. Ордовикские отложения Сибирской платформы представлены тремя отделами (нижним, средним, верхним) и пятью ярусами (устькутским и чуньским нижнего отдела, кривоуцким и мангизейским - среднего, долборским - верхнего). В Туруханском районе, а также в бассейне р. Амбардах отложения ордовика разделяются на свиты.

Анабарский шит

Бассейн р. Амбардах. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза составлена по материалам В.И. Бгатова, С.А. Кашенко /1963/.

Устькуранахская свита нижнего отдела ордовика (200 м) сложена в основном серыми и зеленовато-серыми доломитами с прослоями розово-серых и вишнево-красных глинистых доломитов и аргиллитов. В верхней части свиты залегают кремнистые известковистые, песчанистые доломиты и известково-доломитистые песчаники; выше по разрезу эти породы сменяются светло-серыми кварцевыми песчаниками. Глинистое вещество устькуранахских пород состоит из гидрослюды, монтмориллонита, хлорита, каолинита, присутствуют смешанослойные образования. Среднее содержание главных химических элементов отражает смешанный минеральный состав. Среднее по свите содержание бора, ванадия, меди и свинца

повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). Повышенное содержание малых элементов в глинистом веществе наблюдается в нижних горизонтах свиты.

Бассейн р. Мойеро. Литолого-стратиграфическое описание разреза р. Мойеро дается по материалам Е.П. Маркова, Л.Г. Марковой /Глинистые минералы..., 1976/.

Устькутский ярус (240 м) сложен карбонатными породами, кремнистыми и гипсоносными. По литологическим признакам он подразделяется на две толщи — нижнюю и верхнюю. Обе толщи имеют примерно равные мощности и трансгрессивную последовательность в напластовании пород. В основании яруса преобладают темно-серые известняковые конгломераты. Затем следуют глины пестроцветные, известняки и доломиты пелитоморфные, глинистые с прослоями загипсованных мергелей. Выше расположены доломитовые мергели и доломиты глинистые и алевролитистые, а также темно-серые водорослевые известняки со стяжениями кремней. Завершается нижняя толща гипсоносными доломитами и кремнистыми известняками. Верхняя толща представлена чередующимися темно-серыми зеленоватыми пелитоморфными известняками и серыми доломитовыми алевролитистыми мергелями. В кровле расположен слой водорослевого известняка с микростяжениями халцедона. Глинистое вещество в породах устькутского яруса сложено гидрослюдой, хлоритом, смешанослойными минералами, вермикулитом; присутствуют пирофиллит, полевые шпаты. Преобладает гидрослюда, зрелость которой (2,0–3,3) постепенно нарастает от низов к верхним горизонтам яруса. В кровле присутствует в значительном количестве глауконит, видимый микроскопически и четко фиксируемый понижением содержания алюминия в глинистой фракции. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее по ярусу содержание ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев, пределы колебания их содержания значительны (см. табл. 13, 14).

Чуньский ярус (150 м) отличается пестротой состава и окраски. Для него характерно наличие на плоскостях напластования пород трещин усыхания, знаков ряби, псевдоморфоз по галиту и других признаков мелководья. По литологическим признакам толща пород чуньского яруса подразделяется на три пачки (снизу вверх): карбонатно-обломочную, карбонатно-гипсоносную и терригенно-карбонатную. Карбонатно-обломочная пачка сложена пестроцветными доломитами и доломитовыми мергелями. В карбонатно-гипсоносной доминирующее положение занимают пестроокрашенные доломиты, часто перемежающиеся с прослоями гипса. Доломиты часто алевролитистые, местами водорослевые, кавернозные. Терригенно-карбонатная пачка сложена переслаивающимися мергелями, доломитами, известняками, песчаниками, глинами, окрашенными преимущественно в красные тона. В глинистом веществе преобладает гидрослюда, присутствуют хлорит, монтмориillonит, смешанослойные минералы. Зрелость гидрослюды колеблется в пределах 1,9–2,8. Среднее содержание минералообразующих элементов также отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, ванадия и цинка в глинистом веществе яруса повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Криволуцкий ярус (50 м) составляют пестроокрашенные мергели и аргиллиты, органогенные известняки и внутриформационные конгломераты. Выделяется нижняя, известково-обломочная, и верхняя, мергелевая, пачки. В нижней пачке содержится фауна волгинского, в верхней — киренского горизонта. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита и смешанослойных минералов. Зрелость гидрослюды колеблется в пределах 1,9–2,8. В составе глинистой фракции содержится кремнезем (50–69%), глинозем (15–21%), калий (3,7–6,4%), натрий (0,3–0,6%). Среднее содержание главных компонентов характерно для преиму-

шественно гидрослюдистого состава глинистого вещества. Среднее содержание титана, ванадия, меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Мангазейский ярус (47 м) по литологическим особенностям подразделяется на две пачки: нижнюю, терригенную, и верхнюю, терригенно-карбонатную, отвечающую примерно чертовскому и баксанскому горизонтам. Терригенная пачка представлена пестроокрашенными кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с единичными прослоями известняков. Терригенно-карбонатная состоит из зеленоцветных аргиллитов, узловатых мергелей с карбонатными стяжениями и органогенных известняков, часто чередующихся друг с другом. Глинистое вещество пород сложено гидрослюдой, смешанослойными минералами и каолинитом. Зрелость гидрослюды средняя и высокая (1,9-3,0). Содержание главных компонентов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, ванадия, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Долборский ярус (26 м) представлен зеленоцветной пачкой аргиллитов и мергелей, содержащих прослойки и линзы органогенных известняков. Нижние горизонты яруса сложены мергелями и известняками серыми и зелеными, комковатыми, органогенными, нередко органогенно-обломочными. В пределах вышележащей, большей по мощности, части яруса преобладают мергели, глины зеленые и темно-серые, известковистые, содержащие несколько маломощных прослоев органогенных известняков. Верхние горизонты позднего ордовика в разрезе отсутствуют. В кровле долборского яруса наблюдаются следы предсилурийского размыва - слой (20 см) рыхлой мелкокомковатой каолинизированной глины. Этот слой выветрелых глин отделяется от нижележащих плотных глин маломощным прослоем конгломератобрекчий с неокатанной известняковой галькой. Глинистое вещество пород долборского яруса состоит преимущественно из гидрослюды (нормальной, гидратированной и смешанослойной), в небольших количествах присутствует хлорит. В древнем аллювии по мергелям наблюдается каолинит. Зрелость гидрослюды высокая (2,3-3,3). В составе глинистой фракции имеется кремнезем (48-62%), глинозем (14-21%), калий (4,6-6,1%), натрий (0,32-0,40%). Среднее содержание главных компонентов свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе глинистого вещества. Среднее по ярусу содержание бора, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Приенисейская зона Сибирской платформы

Бассейн р. Кулюмбе. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза р. Кулюмбе дается по материалам С.П. Микущкого /Геологическое строение..., 1963/.

Устькутский ярус нижнего отдела ордовика (300 м) представлен переслаивающимися серыми известняками и доломитами. Во многих горизонтах известняки и доломиты сильно глинистые, алевролитистые и песчаные. Глинистое вещество известняков и доломитов состоит из гидрослюды, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый и хлоритовый его состав. Среднее по ярусу содержание титана, ванадия, кобальта, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). Пределы колебания их содержания значительны.

Чуньский ярус нижнего отдела (390 м) по литологическим особенностям делится на две части. Нижняя сложена известняками (в разной степени глинистыми), верхняя - пестроцветными алевролитами, аргиллитами, мергелями и песча-

никами. Глинистое вещество карбонатных и терригенных пород состоит из гидрослюда, хлорита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый и хлоритовый состав. Среднее содержание бора, ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Криволуцкий ярус среднего отдела (60 м) составляют серые, темно-серые известняки, в отдельных слоях сильно глинистые и песчаные. Глинистое вещество известняков состоит из гидрослюда, в незначительном количестве присутствуют хлорит и каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе. Среднее по ярусу содержание ванадия, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). Пределы колебания содержания малых элементов большие, особенно для цинка и свинца.

Мангазейский ярус среднего отдела (~ 100 м) по литологическим особенностям делится на две части. Нижняя сложена пестроцветными аргиллитами с прослоями серых, зелено-серых алевролитов, доломитов и известняков, верхняя — темно-серыми и красными глинистыми сланцами и аргиллитами с прослоями песчаных известняков и известняковых песчаников. Глинистое вещество терригенных и карбонатных пород состоит из гидрослюда, хлорита и каолинита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав с присутствием каолинита. Среднее содержание бора, меди и галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Долборский ярус верхнего отдела (~ 40 м) сложен серыми, темно-серыми глинистыми и известняково-глинистыми сланцами с прослоями органогенных известняков. Сланцы частично битуминозные. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, хлорита, каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе с присутствием каолинита. Среднее содержание меди и галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Туруханский район

Разрезы рек Курейки, Летней, Сухой Тунгуски и Неручанды расположены в единой Туруханской структурно-фациальной зоне, их литолого-стратиграфическая характеристика дана по материалам В.У. Петракова /1964/, Л.И. Килиной /Петраков, Килина, 1969/.

Устьмундуйская свита, верхняя часть средней подсвиты (110 м) которой относится к ордовикской системе, сложена пестроцветными и песчанистыми доломитами. Верхняя подсвита (15 м) в бассейне р. Курейки представлена неравномерно переслаивающимися пестроцветными аргиллитами, доломитами, мергелями и алевролитами. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита. Преобладает гидрослюда, присутствуют хлорит и монтмориллонит. В некоторых горизонтах преобладает хлорит. Встречаются смешанослойные образования. Содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Для свиты характерно высокое содержание титана. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, хрома, меди и цинка в глинистом веществе бассейна р. Курейки и бора, ванадия, хрома бассейна р. Летней повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). В нижней и верхней частях разреза устьмундуйской свиты, относящегося к нижнему ордовику, повышено содержание бора, ванадия, хрома, меди, цинка и свинца.

Байкитская свита (10–35 м) сложена светло-серыми кварцевыми песчани-

ками, мелко- и среднезернистыми, массивными и грубоплитчатыми. Карбонатная часть пород в основном представлена доломитом (60%). Глинистое вещество кварцевых песчаников состоит из каолинита и гидрослюды. Содержание малых элементов в нем не изучалось.

Неручандская свита (17–52 м) среднего ордовика в Туруханском районе соответствует мангазейскому ярусу, криволучские отложения отсутствуют в результате предмангазейского размыва. Отложения мангазейского яруса расчленяются на две пачки (сероцветную песчанистую и зеленоцветную мергелистую), соответствующие чертовскому и баксанскому горизонтам или неручандской свите. Терригенный материал в породах свиты составляет в среднем около 76%. Глинистое вещество карбонатных и терригенно-карбонатных пород сложено гидрослюдой и хлоритом. Зрелость гидрослюды низкая и средняя. Химический состав глинистой фракции свидетельствует о преобладании в ней гидрослюды. Среднее по свите содержание бора, ванадия, хрома, меди и цинка в бассейне р. Неручанды, бора, ванадия и меди в бассейнах рек Летней, Сухой Тунгуски повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). Пределы колебания содержания малых элементов в свите большие. В изученных разрезах свиты наблюдается два, иногда три горизонта повышенной концентрации малых элементов.

Бассейн р. Подкамней Тунгуски. В этом районе установлен наиболее полный на Сибирской платформе разрез верхнего ордовика с четко прослеживающимися нижней и верхней границами. Подстилающие отложения вскрыты лишь в самой верхней части и представлены более молодыми слоями мангазейского горизонта; они перекрываются породами лландоверийского яруса нижнего силура. Литолого-стратиграфическое описание проведено по материалам Е.П. Маркова /1970/, Т.А. Москаленко /Глинистые минералы..., 1976/.

Мангазейский ярус (видимая мощность ~ 5 м) в основании разреза сложен глинистыми зеленоцветными тонкоплитчатыми и скорлуповатыми известняками, содержащими прослойки аргиллитов и алевролитов. Аргиллиты на 90–95% состоят из пелитоморфного глинистого материала, представленного гидрослюдой и хлоритом. Содержание главных химических компонентов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Долборский ярус (до 70 м) в основании слагают известняки зеленовато-, буровато- и темно-серые, пелитоморфные, прослоями органогенно-обломочные со стяжениями, линзовидными включениями кремней. Выше в разрезе выделяются известняки темные, почти черные, массивные, с включениями кремней. Они сменяются известняками алевролитистыми, переходящими в алевролиты. Верхнюю часть долборского яруса представляют известняки глинисто-алевритистые зеленые, зеленовато-серые плитчатые, вверху обогащенные кластическим материалом. Глинистое вещество пород яруса сложено гидрослюдой и хлоритом, в верхней большей части яруса содержание хлорита высокое. Содержание химических компонентов отражает гидрослюдистый и хлоритовый его состав. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14).

Кетский ярус (~ 22 м), отвечающий верхней части верхнего ордовика, подразделен на нирундинский и бурский горизонты. Нирундинский горизонт залегает непосредственно на долборских отложениях. Слагающие его породы представлены ярко- и пестроокрашенными аргиллитами, глинистыми и мергелистыми известняками. На р. Юктали наблюдается контакт нирундинских пород с перекрывающими их породами бурского горизонта, в основании которого залегают известняки серые, плитчатые и комковатые, органогенно-обломочные с тонкими прослойками темных аргиллитов. Выше наблюдается переслаивание аргиллитов зеленых и бор-

довых с известняками серыми пелитоморфными. Глинистое вещество пестроцветных аргиллитов сложено гидрослюдой, хлоритом, смешанослойными минералами и каолинитом. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преобладание гидрослюды и в меньшей мере — хлорита. Среднее по ярусу содержание ванадия и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 13, 14). Пределы колебания содержания малых элементов обусловлены их неравномерным содержанием в разрезе яруса.

Силур

Для силурийских отложений Сибирской платформы применима номенклатура международной стратиграфической шкалы: в нижний отдел входят лландоверийский и венлокский ярусы, в верхний — лудловский. В работе применяется унифицированная схема, принятая на междуведомственном стратиграфическом совещании в 1964 г. в Новосибирске.

Автором изучалось глинистое вещество силурийских отложений в районах западной окраины Анабарского щита (бассейны рек Кунтыкахи и Мойеро), Приенисейской зоны Сибирской платформы (бассейны рек Куломбе, Курейки, Сухой Тунгуски) и юго-запада Сибирской платформы (бассейн Подкаменной Тунгуски), а также граптолитсодержащих осадков различных районов Русской платформы и Алтае-Саянской геосинклинали /Акульшина и др., 1973/.

Анабарский щит

Бассейн р. Кунтыкахи. Литолого-стратиграфическое описание силурийских отложений разреза составлено по материалам автора, Т.В. Лопушинской и Ю.К. Советова /Акульшина, 1971/. В изученном районе нижнесилурийские отложения с перерывом ложатся на нижнеордовикские породы.

Лландоверийский ярус (90 м) представлен нижней (терригенно-известняковой) и верхней (глинисто-известняковой) толщами. Нижняя сложена серыми, темно- и красновато-серыми известняками, мергелями и аргиллитами. Верхняя состоит из зеленовато- и красно-серых, иногда сильно глинистых известняков. Глинистое вещество известняков, мергелей и аргиллитов состоит из гидрослюды, каолинита, монтмориллонита. Присутствуют в примеси кварц, гематит и полевые шпаты. Содержание главных химических элементов отражает многокомпонентный минеральный состав. Пределы колебания отдельных элементов (железа, алюминия) очень большие. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, хрома, кобальта, меди и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16). Пределы колебания содержания малых элементов значительны. Содержание титана, ванадия, меди и свинца повышается снизу вверх по разрезу яруса и достигает максимума в его верхней половине. При этом максимальная концентрация этих элементов наблюдается на определенных горизонтах.

Венлокский ярус (51 м) состоит из трех толщ: органогенной кремнисто-известняковой (нижняя), битуминозно-известняковой (средняя), органогенной кремнисто-известняковой (верхняя). Нижняя толща сложена темно-серыми и темно-коричневыми известняками с прослоями светлых органогенных известняков; средняя — темно-серыми, серыми, коричневыми известняками, кавернозными, железненными; верхняя — светлыми известняками. В верхах толщи залегает слой конгломерата с крупными гальками известняков. Глинистое вещество венлокских известняков содержит гидрослюду и каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый сос-

тав. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, кобальта, меди, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания содержания малых элементов очень большие (см. табл. 15, 16). Максимальное содержание малых элементов наблюдается в нижней и средней частях разреза.

Лудловский ярус (25 м) представлен тонкослоистыми и водорослевыми известняками, залегающими на размытой поверхности венлокских пород. Глинистое вещество лудловского яруса состоит из гидрослюды и хлорита, присутствуют каолинит, галлуазит, шамотит. Среднее содержание главных химических компонентов отражает присутствие железно- и магнийсодержащих минералов. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, меди и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Бассейн р. Мойеро. Литолого-стратиграфическое описание разреза дано по материалам Е.П. Маркова, Л.Г. Марковой /Глинистые минералы..., 1976/.

Лландоверийский ярус (180 м) залегают на размытой поверхности долброских отложений. На р. Мойеро вскрыт разрез приконтактной части обеих систем. В подошве яруса имеются темно-серые плотные глины, линзовидные прослойки элювиальной глины желтой, охристой, рыхлой, содержащей в составе каолинит и перекрывающейся темно-коричневым известняком, который вверх переходит в граптолитовые сланцы.

Над граптолитовыми сланцами залегают известняки темно-серые, серые, глинистые, пелитоморфные, комковатые, сверху органогенные. Далее следуют известняки серые, лилово-серые, органогенные, органогенно-детритовые. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, монтмориллонита и вермикулита. Зрелость гидрослюды повышается от низов к верхам яруса (2,0-3,0). В глинистой фракции содержится кремнезем (42-74%), глинозем (6,3-17%), калий (0,72-6,2%), натрий (0,3-1%). Повышенные содержания кремнезема и пониженные глинозема и калия, вероятно, следует отнести за счет смешанослойных минералов. Среднее содержание главных компонентов отражает полиминеральный состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, меди, цинка в глинистом веществе повышено относительно глин и глинистых сланцев, пределы колебания содержания малых элементов значительны (см. табл. 15, 16).

Бенлокский ярус (245 м) разреза р. Мойеро по литологическим особенностям делится на три пачки: нижнюю (терригенно-карбонатную), среднюю (кремнисто-карбонатную) и верхнюю (карбонатно-обломочную). Терригенно-карбонатная пачка начинается пестроцветными известняками и доломитистыми мергелями с мергелистыми гальками в основании. Выше следует толща зеленых и темно-красных аргиллитов с прослоями известняков и серых органогенных комковатых известняков. Кремнисто-карбонатная в нижней части сложена темно-серыми и серыми органогенными кораллово-строматолитовыми известняками. В верхней половине залегают органогенно-обломочные, песчанистые и алевритистые разновидности известняков. Карбонатно-обломочная пачка состоит из переслаивающихся обломочных, брекчированных, водорослево-органогенных и тонкослоистых известняков темно-серых, серых и коричневых; аргиллитов, содержащих прослой органогенно-обломочных, водорослевых и конгломератовидных известняков, черных битуминозных. Глинистое вещество пород венлокского яруса сложено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, вермикулитом и пиррофиллитом. Зрелость гидрослюды высокая и колеблется от 2,0 до 2,7. Среднее содержание главных химических элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав глинистого вещества. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев. Пределы колебания их содержания большие (см. табл. 15, 16).

Нижний горизонт лудловского яруса (150 м) сложен темно-серыми коричневыми органогенными известняками. Затем следуют известняки зеленовато-

серые, на выветрелой поверхности – желтые. Вышепележащая гипсоносная пачка представлена пестроцветными известковистыми глинами с прослоями гипсов. Глины непластичные, неслоистые, переходящие местами в мергели. Верхние горизонты яруса сложены чередующимися мергелями, доломитами, известняками и гипсами. Глинистое вещество в породах лудловского яруса сложено гидрослюдой и хлоритом, присутствуют смешанослойные минералы и пирофиллит. Зрелость гидрослюды в нижней части разреза средняя (2,0–2,2), в верхней – высокая (3,2–6,0). В составе глинистой фракции содержатся кремнезем (44–62%), глинозем (9,0–21%), калий (0,42–6,1%), натрий (0,13–0,72%), что свидетельствует о неоднородном ее составе. Среднее содержание главных химических компонентов свидетельствует о присутствии гидрослюды и хлорита. Среднее по ярису содержание ванадия и меди незначительно повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Приенисейская зона Сибирской платформы

Бассейн р. Куломбе. Разрез р. Куломбе является опорным для северо-западной части Сибирской платформы. Его литолого-стратиграфическое описание дано в основном по материалам С.П. Микуцкого /Геологическое строение..., 1963/.

Лландоверийский ярус (450 м), с перерывом перекрывающий долборские отложения (из разреза выпадают верхи ордовика и нижнего лландовери), представлен зелеными, зеленовато-серыми мергелями и глинистыми известняками с прослоями брекчированных и органогенных известняков. Базальная типично граптолитовая пачка здесь не обнаружена; на закрытом участке имеются отдельные высыпки аргиллитов с граптолитами. Глинистое вещество мергелей, глинистых известняков и граптолитовых аргиллитов состоит из гидрослюды, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Среднее содержание главных химических элементов соответствует смешанному составу. Среднее по ярису содержание ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16), особенно высокие пределы колебания содержания установлены для цинка.

Венлюкский ярус (150–200 м) сложен серыми и темно-серыми известняками, которые в отдельных горизонтах обогащены глинистым, алевритистым и песчаным материалом. Встречаются прослои обломочных и органогенных известняков. Глинистое вещество изученных пород состоит из гидрослюды и хлорита, присутствует каолинит. Среднее содержание главных химических элементов отражает гидрослюдистый и хлоритовый состав. Среднее по ярису содержание бора, ванадия и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Лудловский ярус (120 м) составляют светло- или темно-серые известняки. В верхней части яруса залегают доломиты, глинистые доломиты, иногда с псевдоморфозами по калийной соли и галиту. Глинистое вещество известняков и доломитов сложено гидрослюдой и хлоритом. Среднее содержание главных химических элементов соответствует этому составу (см. табл. 15).

Бассейн р. Курейки. Литолого-стратиграфическое описание разреза составлено по материалам С.П. Микуцкого /Геологическое строение..., 1963/ и автора /Акульшина, 1971/. В исследованных разрезах силурийские отложения залегают с перерывом на образованиях мангазейского яруса и начинаются горизонтами низов среднего лландовери.

Лландоверийский ярус (95–110 м) в бассейне р. Курейки представлен средним и верхним лландовери. Низы среднего подъяруса сложены граптолитовыми сланцами темно-серого, черного цвета, битуминозными. Верхняя часть сред-

него лландовери сложена зеленовато-серыми и серыми известняковистыми аргиллитами и мергелями. Верхний лландовери слагается зеленовато-серыми и серыми глинистыми известняками и мергелями. Глинистое вещество граптолитовых сланцев состоит из гидрослюды, хлорита и монтмориллонита, а в самом основании этой толщи присутствует каолинит. Вышележащие лландоверийские органогенные и глинистые известняки характеризуются преимущественно гидрослюдистым составом, при этом присутствуют смешанослойные образования. Среднее содержание главных химических компонентов отражает гидрослюдистый и хлоритовый состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, ванадия и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Венлокский ярус (~ 100 м) в бассейне р. Курейки представлен только средней и верхней частями, сложенными известняками серыми, светло-серыми. В верхах разреза наблюдаются линзы и прослои кремней. Глинистое вещество известняков имеет гидрослюдистый состав, в некоторых горизонтах присутствует каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Лудловский ярус (6–10 м) сложен известняками и глинистыми доломитами серого и светло-серого цвета. Глинистое вещество известняков и доломитов состоит из гидрослюды и хлорита. В некоторых горизонтах присутствует примесь каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о гидрослюдистом и хлоритовом его составе. Среднее по ярусу содержание бора, титана, ванадия, кобальта и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Бассейн р. Сухой Тунгуски. Лландоверийский ярус (125–140 м) разделяется на три пачки. Нижняя представлена черными, темно-серыми глинисто-известковистыми граптолитовыми сланцами с прослоями и линзами темно-серых, почти черных известняков. В основании толщи граптолитовых сланцев имеется горизонт темно-серых органогенно-обломочных известняков, являющийся базальным для силурийских отложений района. Среднюю пачку составляют тонкопереслаивающиеся зеленовато-серые мергели и органогенные глинистые известняки; верхнюю – серые рифогенные известняки с прослоями зеленовато-серых аргиллитов и мергелей /Геологическое строение..., 1963/. Глинистое вещество граптолитовых сланцев, мергелей, глинистых известняков и аргиллитов лландоверийского яруса сложено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и смешанослойными образованиями. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает этот многокомпонентный состав. Среднее содержание бора, ванадия, меди и цинка в глинистом веществе лландовери повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Венлокский ярус (~ 90 м) в нижней части слагают сероцветные, органогенные и глинистые известняки, в верхней – темно-серые, пятнистые, битуминозные, загипсованные кавернозные, окремненные и глинистые доломиты. Глинистое вещество глинистых известняков и доломитов имеет гидрослюдистый состав, в некоторых горизонтах нижней части присутствует каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав. Среднее содержание бора, ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16), пределы колебания их содержания значительны.

Лудловский ярус (~ 140 м) сложен серыми, зеленовато-серыми глинистыми и загипсованными доломитами с прослоями аргиллитов и известняков. Глинистое вещество яруса состоит из гидрослюды и хлорита. В некоторых горизонтах присутствует примесь каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о гидрослюдистом и хлоритовом его составе. Среднее

по ярусу содержание бора, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Юго-запад Сибирской платформы

Бассейн р. Бол. Нирунды. Лландоверийский ярус (38 м) в нижней части начинается известняками темными, почти черными, массивными, очень крепкими, мелкозернистыми. Выше залегают известняки светлые, желтовато- и розовато-серые, серые, участками окремненные. Средний (?) и верхний лландовери составляют аргиллиты коричневато-бордовые и зеленые, алевролитистые, с ритмично повторяющимися маломощными прослоями светло-, розовато- и зеленоватосерых органогенных известняков /Глинистые минералы..., 1976/. Глинистое вещество пород лландовери представлено весьма своеобразным комплексом минералов. В большом количестве здесь присутствуют смешанослойные минералы (гидрослюда - монтмориллонит, хлорит - монтмориллонит). Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее по ярусу содержание бора и меди в глинистом веществе повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16). Для глинистого вещества лландоверийских отложений данного бассейна характерно довольно ровное содержание малых элементов в меньшей мере для бора и меди.

С целью выявления условий осадконакопления автором изучалось глинистое вещество осадков, содержащих многочисленые отпечатки или скелетные остатки граптолитов, являющихся продуктом своеобразного типа осадконакопления, который проявился в строго определенное время на огромных пространствах. Материалом для исследования послужили коллекции А.М. Обути /Акульшина и др., 1973/ по Русской платформе и Алтае-Саянской области.

Русская платформа

Прибалтийская синеклиза. Средний и верхний лландовери в разрезе Южно-Калининградской скважины сложен черными битуминозными сланцами, глинистое вещество которых состоит из гидрослуды, монтмориллонита и хлорита. Гидрослуда представлена нормальной или гидратированной разновидностью. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преобладание гидрослуды. Среднее содержание ванадия, хрома, меди, цинка и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16). Значительное превьшение имеет только ванадий.

Бенлокские отложения состоят из глин карбонатных, темно-серых, глинистое вещество которых содержит гидрослуду, монтмориллонит, хлорит, иногда присутствует каолинит. Гидрослуда представлена нормальной и гидратированной разновидностями. Имеются смешанослойные образования. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный минеральный состав. Среднее содержание бора, титана, ванадия, меди, цинка, галлия и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Верхний силур - пржидол в изученном разрезе представлен глинами пестроцветными, известковистыми с редкими прослоями органогенных известняков. Глинистое вещество состоит из гидрослуды. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе с присутствием каолинита. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Средний и верхний лландовери в разрезе скважины Бауска сложен серыми

известковистыми и черными сланцеватыми аргиллитами. Глинистое вещество этих пород состоит из гидрослюда, монтмориллонита и хлорита. Помимо нормальной гидрослюда присутствуют гидратированная, а также смешанослойные образования (гидрослюда – монтмориллонит). Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества и, возможно, присутствие гидрослюда с высоким содержанием алюминия. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома, никеля, меди и циркония повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Венлокский ярус сложен темно- и зеленовато-серыми карбонатными алевритистыми аргиллитами. Глинистое вещество этих пород состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита с незначительной примесью каолинита. Широко распространены смешанослойные гидрослюда и монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, меди, галлия и циркония повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Алтае-Саянская геосинклиналь

Чинетинская свита лландоверийского яруса Горного Алтая сложена в основном черными, зеленовато-серыми известково-глинистыми и глинистыми сланцами. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, монтмориллонита, хлорита, каолинита и пиррофиллита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее содержание ванадия и меди незначительно повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Чергакская свита лландоверийского яруса Тувы представлена темно-серыми глинистыми сланцами, глинистое вещество которых состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита. Присутствуют смешанослойные гидрослюда и монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный его состав. Среднее содержание титана, ванадия, меди и стронция повышено относительно глинистых сланцев (см. табл. 15, 16).

Девон

Глинистое вещество изучалось в девонских отложениях Сибирской и Русской платформ. Принятая в данной работе стратиграфическая схема девона по сибирским разрезам разработана В.В. Меннером /1961, 1962, 1965/, европейские разрезы девонских отложений стратифицированы согласно схеме 1951 г.

Северо-запад Сибирской платформы

Бассейн р. Кулюмбе. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений р. Кулюмбе составлена по материалам С.П. Микуцкого /Геологическое строение..., 1963/.

Нижний девон (150 м) представлен терригенной пестроцветной толщей, сложенной алевролитами, аргиллитами и мергелями. Среди терригенных пород встречаются прослойки доломитов и известняков. В основании нижнего девона залегают глинистые и массивные доломиты с редкими прослоями аргиллитов, известковистых аргиллитов и мергелей. Выше залегают аргиллиты, чередующиеся с известковистыми аргиллитами и мергелями. В глинистом веществе терригенных и кар-

бонатных пород преобладают гидрослюда и хлорит, монтмориллонит присутствует в качестве примеси. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает смешанный минеральный состав. Среднее по отделу содержание бора, ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Средний отдел девона (100 м) составляют однообразные алевролиты серые, темно-серые, с прослоями красных. Верхняя граница отдела проводится условно по смене терригенных отложений среднего девона на карбонатно-терригенные верхнего. Глинистое вещество алевролитов состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Преобладают гидрослюда и хлорит, реже монтмориллонит. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, титана и меди по эйфельскому ярусу, бора, меди и цинка по живетскому повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18). Пределы колебания содержания меди и цинка в разрезе живетского яруса очень большие.

Болгохтохская и Южно-Пясинская площади Норильского района. Литолого-стратиграфическая характеристика составлена по материалам Р.Г. Матухина /Матухин, 1968, 1980; Бгатов, Матухин, 1969; Глинистые минералы..., 1976/.

Зубовская свита (85-172 м) жединского яруса нижнего девона на Южно-Пясинской площади по литологическим особенностям делится на две пачки. Нижняя представлена переслаивающимися зеленовато-серыми, серыми, иногда красными доломитовыми мергелями и доломитами, неравномерно обогащенными гипсом и ангидритом. Верхняя сложена тонкослоистыми серыми мергелями с маломощными прослоями доломита. На Болгохтохской площади в зубовской свите выделяются три пачки. Нижняя представлена переслаивающимися зеленовато-серыми доломитовыми мергелями, массивными и слоистыми доломитами, средняя - зеленовато-серыми и красно-бурыми мергелями с линзами известняков, верхняя пачка состоит из мергелей, аргиллитов и глинистых доломитов. Глинистое вещество в породах Южно-Пясинского разреза содержит гидрослюду и хлорит, в качестве примеси присутствуют гипс, серпентин и полевые шпаты, зрелость гидрослюды средняя (1,5-2,2). В доломитах, мергелях и известняках Болгохтохского разреза глинистое вещество состоит из гидрослюда и хлорита, зрелость гидрослюды высокая (2,3-3,2). На Южно-Пясинской площади среднее содержание алюминия, железа и магния понижено, натрия и кальция повышено относительно Болгохтохской площади, что, вероятно, обусловлено более интенсивными постседиментационными преобразованиями на первой, а также наличием гипса и серпентина. Среднее содержание малых элементов в отложениях зубовской свиты обеих площадей близко. Содержание меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Курейская свита (42-70 м) кобленцкого яруса нижнего девона на Южно-Пясинской площади разделяется на две пачки. Нижняя сложена серыми и темно-серыми аргиллитами, верхняя - аргиллитами с прослоями известняков и мергелей. На Болгохтохской площади курейская свита сложена серыми, зеленовато-серыми, сверху красно-бурыми аргиллитами в разной степени известковистыми с прослоями мергелей. Глинистое вещество аргиллитов и мергелей состоит из гидрослюда и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о смешанном составе. Повышенное содержание кальция обусловлено присутствием гипса. Среднее содержание меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Разведочинская свита (112-128 м) кобленцкого и эйфельского ярусов нижнего и среднего девона на Южно-Пясинской площади разделена на три пачки. Нижняя пачка сложена серыми и темно-серыми аргиллитами с прослоями мерге-

лей и фосфоритовых конгломератов, средняя – зеленовато-серыми, красно-бурыми аргиллитами и мергелями, верхняя – красно-бурыми аргиллитами, мергелями и песчаниками. На Болгохтохской площади состав свиты более однообразный, большая ее часть складывается известковистыми аргиллитами, которые тоже делятся на три пачки, различающиеся в основном по цвету: нижняя – сероцветная, средняя – красно-бурая, верхняя – зелено-серая, красно-бурая. Глинистое вещество в обоих разрезах содержит гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, каолинит и смешанослойные образования. Химический состав глинистого вещества Южно-Пясинской и Болгохтохской площадей сходен. Среднее содержание меди и цинка равно таковому в глинах и глинистых сланцах (см. табл. 17, 18), содержание других элементов понижено.

Мантуровская свита (144–176 м) эйфельского и живетского ярусов среднего девона на Южно-Пясинской площади разделяется на три пачки. Нижняя пестроцветная сложена доломитовыми мергелями с прослоями аргиллитов, средняя – серыми и зеленовато-серыми глинистыми доломитами, верхняя – серыми, зеленовато-серыми и красными доломитовыми мергелями с гипсом и ангидритом. Глинистое вещество в породах свиты представлено гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Гидрослюда имеет высокую зрелость (2,3–3,4). На участке Болгохтох иногда преобладает хлорит. Средние содержания минералообразующих элементов в пределах обеих площадей довольно близки. Повышенное содержание кальция в глинистом веществе наблюдается в прослоях с гипсом, что, вероятно, обусловлено присутствием последнего в тонкой фракции пород. Среднее содержание бора повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Юктинская свита (17–29 м) живетского яруса среднего отдела на Южно-Пясинской площади сложена в разной степени глинистыми доломитами, на Болгохтохской – глинистыми и массивными известняками. Глинистое вещество состоит из гидрослуды и хлорита. Преобладает гидрослюда, зрелость ее средняя и высокая. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав. Среднее содержание бора, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Накохозская свита (75–102 м) франского яруса верхнего девона на Южно-Пясинской площади представлена красно-бурыми и зеленовато-серыми мергелями с прослоями гипса и ангидрита и сероцветными глинистыми доломитами, на Болгохтохской – пестроцветными мергелями. Глинистое вещество мергелей и доломитов состоит из гидрослуды, хлорита и каолинита. В примеси иногда присутствуют гипс, цеолиты и полевые шпаты. Зрелость гидрослуды высокая (2,0–2,8). Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее содержание бора повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Каларгонская свита (134 м) франского яруса верхнего отдела на Южно-Пясинской площади представлена тремя пачками. Нижняя сложена темными глинистыми доломитами, средняя – темными глинистыми известняками, верхняя – серыми доломитами. На Болгохтохской площади изучена нижняя часть свиты (45 м), сложенная мергельно-известковой брекчией. Глинистое вещество доломитов и известняков состоит из гидрослуды, хлорита, каолинита и смешанослойных образований. Зрелость гидрослуды средняя и высокая (1,6–2,3). Химический состав глинистого вещества в том и другом районах близок. Среднее содержание бора и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Бассейн р. Курейки. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза составлена по материалам С.П. Микуцкого /Геологическое строение..., 1963/ и автора.

Нижний отдел (140 м) составляют преимущественно красноцветные аргил-

литы, мергели с прослоями серых известковистых песчаников. Глинистое вещество нижнего отдела представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и каолинитом. Иногда в значительных количествах присутствуют гидроокислы железа. Смешанный состав глинистого вещества отражается в среднем содержании главных минералообразующих элементов. Среднее содержание бора, кобальта и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Эйфельский ярус (130 м) среднего отдела составляют переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты и мергели с прослоями глинистых песчаников. Для пород яруса характерно значительное ожелезнение. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита, галлуазита и монтмориллонита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает значительное содержание магния и железа, что подтверждается присутствием окислов железа в глинистом веществе. Среднее содержание бора, марганца, кобальта и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18). Пределы колебания содержания малых элементов очень большие.

Живетский ярус (~ 130 м) представлен в нижней части пестроцветными известковистыми и известково-глинистыми алевролитами, в верхней – мергелями с песчано-глинистыми известняками. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом, каолинитом, шамозитом. Повышено по сравнению с эйфельским ярусом содержание монтмориллонита. Среднее содержание главных компонентов отражает смешанный состав. Среднее содержание бора повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Верхний отдел на р. Курейке сложен темно-серыми глинистыми, алевролитистыми известняками. Мощность верхнего девона ~ 100 м, верхняя часть разреза (70 м) закрыта. Глинистое вещество в низах отдела представлено гидрослюдой с примесью каолинита, что отражается на среднем содержании минералообразующих элементов. Среднее содержание бора и ванадия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Русская платформа

Мосоловская опорная скважина находится в центральной части Русской платформы. Краткое литолого-стратиграфическое описание разреза девонских отложений составлено по материалам Л.М. Елиной /Акульшина, 1971/.

Живетский ярус по литологическим особенностям делится на пять пачек. Первая пачка (1226–1162 м) сложена песчаниками и алевролитами с редкими прослоями аргиллитов, вторая (1162–1122 м) состоит преимущественно из ангидрита с подчиненными прослоями доломитов и аргиллитов, третья (1122–1105 м) – из аргиллитов с прослоями доломитов и мергелей, четвертая (1105–1065 м) сложена известняками с редкими прослоями глин и мергелей, пятая (1065–1042 м) – глинами с редкими прослоями известняков. Глинистое вещество яруса состоит из гидрослюды, каолинита и хлорита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав с присутствием каолинита. Среднее содержание бора, ванадия, меди, цинка, галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Франский ярус разделен на пять горизонтов: нижне- и верхнешигровский, семилукский, воронежский, евлонско-ливенский. Нижнешигровский горизонт (1042–772 м) представлен в нижней части мощной толщей песков, песчаников, алевролитов, алевролитовых глин. В верхней части преобладают глины. В глинах отмечаются сидерит и гидроокислы железа в форме сферолитов и цемента. Глинистое вещество горизонта содержит гидрослюду, каолинит, хлорит, иногда окислы железа. Среднее содержание главных минералообразующих элементов соответст-

вует этому минеральному составу. Среднее содержание титана, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Верхнешигровский горизонт франского яруса (772-723 м) сложен доломитизированными известняками и известняками в разной степени глинистыми. Глинистое вещество известняков состоит из гидрослюда и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов свидетельствует о преобладании гидрослюда. Среднее содержание бора, титана, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Семилуцкий горизонт (723-665 м) сложен в нижней части глинами известковистыми, в верхней - известняками глинистыми. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, каолинита и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует этому составу. Среднее содержание бора, титана, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Воронежский горизонт (665-572 м) в нижней части разреза сложен глинами, в средней - мергелями с прослоями известняков, в верхней известняки чередуются с мергелями. Глинистое вещество состоит из гидрослюда, каолинита и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному составу. Среднее содержание бора, титана, ванадия, меди, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Евлонско-ливенский горизонт (572-473 м) в низах разреза сложен известняками, в средней части - глинистыми известняками, в верхней - водорослевыми, кремнистыми известняками. Глинистое вещество представлено гидрослюдой и каолинитом, преобладает гидрослюда. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает преимущественно гидрослюдистый состав. Среднее содержание бора, титана, ванадия, кобальта, меди, цинка, галлия повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Франский ярус делится на три горизонта: задонско-елецкий, данково-лебединский и озерско-хованский. Задонско-елецкий горизонт (473-380 м) в низах сложен глинистыми доломитизированными известняками с прослоями глин и мергелей. В верхах разреза залегают доломитизированные известняки. Глинистое вещество составляют гидрослюда и хлорит, иногда присутствует каолинит. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отражает смешанный состав. Среднее содержание бора, ванадия, меди, цинка, галлия и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Данково-лебединский горизонт (380-222 м) в нижней части сложен доломитизированными и окремненными известняками, в средней - доломитами с гипсом, в верхней - доломитами, водорослевыми и брекчированными известняками. Глинистое вещество горизонта состоит из гидрослюда, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов характеризует его смешанный состав. Среднее содержание бора, титана, ванадия, меди, цинка, галлия и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 17, 18).

Озерско-хованский горизонт (222-208 м) сложен известняками с прослоями доломитов, глинистое вещество которых не изучено.

Карбон, пермь

Северо-запад Сибирской платформы

В пределах северо-западной части Сибирской платформы широко распространены фаунистически охарактеризованные отложения турнейского яруса нижнего карбона и залегающие на них "немые" образования брусской свиты, датируемые

по положению в разрезе визе-наморским возрастом. На отложениях морского палеозоя с региональным размывом разной амплитуды залегают породы тунгусской серии (С₂-Р₂), которая является единым комплексом терригенных угленосных пород. Стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Норильского района утверждена междуведомственным стратиграфическим совещанием 1964 г. в Новосибирске. Каменноугольные и пермские угленосные отложения запада Сибирской платформы изучались детально и всесторонне /Ильюхина, Вербицкая, 1976; Бетехтина, 1967; Мейен, 1970; Будников, 1976; Позднепалеозойский литогенез..., 1982/. Однако вопросы стратиграфии этих отложений до настоящего времени остаются не решенными. В настоящей работе принята стратиграфическая схема, утвержденная стратиграфическим совещанием 1981 г. в Новосибирске /Решение..., 1982/ с некоторыми изменениями*. Изучение глинистого вещества проведено для разрезов северо-западной и западной частей Сибирской платформы.

Район станции Тундра. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза составлена по материалам Р.Г. Матухина и В.И. Бгатова /Матухин, 1968; Бгатов, Матухин, 1969/.

Турнейский ярус (69 м) сложен в основном темно-серыми известняками, среди которых выделяются органогенные, хемогенные и глинистые разности. В породах имеются линзы голубовато-серых кремней. Глинистое вещество состоит из гидрослюды. Среднее содержание главных компонентов свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе глинистого вещества (см. табл. 19). Малые элементы в данном разрезе не изучались.

Брусская свита (70 м) в этом районе сложена в основном конседиментационными брекчиями мергельно-известнякового состава. Кроме брекчий в ее состав входят мергели, а также глинистые и алевритистые известняки. В кровле свиты встречаются линзы кремней и кварцевых песчаников. Глинистое вещество сложено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, вермикулитом, каолинитом и пиррофиллитом. Вермикулит и монтмориллонит присутствуют в значительных количествах. Гидрослюда в этих отложениях не является главным компонентом, о чем свидетельствуют среднее содержание главных компонентов и низкие содержания калия и алюминия (см. табл. 19).

Норильский район. Литолого-стратиграфическая характеристика каменноугольных и пермских отложений (участки Каерканский, Гора Надежды, Норильск-1, плато Хараелах) дается по материалам Т.А. Дивиной /1969, 1970/.

Руднинская свита (55-110 м) делится на две подсвиты: нижнеруднинскую верхнего отдела карбона и верхнеруднинскую нижнего отдела перми. Свита сложена сероцветными алевролитами, аргиллитами, песчаниками с единичными прослоями известняков. Все породы обогащены рассеянным углеродистым материалом. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюды с примесью хлорита. В нижней подсвите присутствует значительное количество каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному составу. Среднее по свите содержание меди, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Далдыканская свита (18-70 м) нижнего отдела перми, с перерывом залегающая на руднинской, сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками и пластами угля, среди которых встречаются прослои, обогащенные гидроокислами железа. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Среднее по

* Для некоторых разрезов дана стратификация, принятая исследователями, коллекции которых изучались автором.

свите содержание меди, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Шмидтинская свита (0–130 м) верхнего отдела перми залегает на размытой поверхности осадочных образований далдыканской. В основании шмидтинской свиты в одних разрезах наблюдаются конгломераты, в других – песчаники. Выше залегают разнозернистые песчаники, алевролиты, прослой угля и туфогенного материала. Глинистое вещество терригенных отложений состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита и монтмориллонита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному минеральному составу глинистого вещества. Среднее по свите содержание меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Кайерканская свита (40–86 м) верхнего отдела перми в основании разреза имеет хорошо выдержанный прослой конгломерата, гальки которого состоят из кварца, кварцита, кремней, глинистых пород и песчаников. Заполняющей массой является песчаник с карбонатно-глинистым цементом. Выше залегают песчаники, составляющие большую часть свиты. Значительную долю имеют угольные пласты. Алевролиты и аргиллиты приурочены чаще к подошве и кровле угольных пластов. Глинистое вещество терригенных пород состоит из гидрослюды, каолинита и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу глинистого вещества. Среднее по свите содержание меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Амбарнинская свита (0–50 м) верхнего отдела перми завершает верхнепалеозойские отложения, ее кровлю составляют породы туфолововой толши. В нижней части свиты залегают песчаники с прослоями конгломератов, в средней – алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников, в верхней – пестроцветные алевролиты, аргиллиты с примесью пирокластического материала и угли. Глинистое вещество свиты состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита и монтмориллонита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу глинистого вещества. Среднее по свите содержание меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Бассейн рек Курейки, Горбиячин. Литолого-стратиграфическая характеристика каменноугольных и пермских отложений составлена по материалам С.П. Микушко, В.И. Будникова и автора /Геологическое строение..., 1963; Акульшина, 1962; Будников, 1976/. Угленосная толща верхнего палеозоя в разрезе р. Курейки представлена наиболее полно и изучена обстоятельно. Глинистое вещество исследовалось в отложениях турнейского и визейского ярусов, катской, бургу克林ской и пеляткинской свит.

Турнейский ярус (100 м) сложен известняками, в средней части глинистыми, по всему разрезу отмечается окремнение пород. Глинистое вещество известняков, глинистых известняков состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита и монтмориллонита. В значительном количестве присутствует тонкодисперсный кварц. Среднее содержание минералообразующих элементов характеризует смешанный состав глинистого вещества и присутствие каолинита. Среднее содержание кобальта, никеля и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Брусская свита визейского яруса (~ 100 м) в изученном разрезе сложена песчаниками, алевролитами и известковистыми аргиллитами. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, монтмориллонита, вермикулита и каолинита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Содержание ванадия, кобальта, меди, стронция и бария понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Катская свита (300 м) среднего и верхнего отделов карбона сложена преимущественно аргиллитами, чередующимися с песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и маломощными угольными слоями. В верхах разреза встречаются пирокластические породы. Глинистое вещество изучено в средней и

верхней частях разреза свиты и состоит из гидрослюда, хлорита, каолинита и монтмориллонита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества с присутствием каолинита. Среднее содержание марганца, кобальта и меди повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20). Пределы колебания содержания малых элементов значительны.

Бургуклинская свита (340–450 м) нижнего отдела перми представлена чередованием преимущественно мощных пачек песчаников и алевроито-глинистых пород, содержащих угольные пласты. Глинистое вещество в низах разреза состоит преимущественно из гидрослюда, в незначительных количествах – монтмориллонита, хлорита. В верхах разреза содержится только гидрослюда. Химический состав глинистого вещества не изучался.

Северо-восточная часть Тунгусской синеклизы

Литолого-стратиграфическая характеристика каменноугольных и пермских отложений Далдын-Алакитского района, расположенного на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, составлена по материалам Г.Х. Файнштейна /1981/, Е.М. Вашенко с соавторами /1982/ и автора /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

Конекская свита (0–38 м) среднего карбона залегает со стратиграфическим несогласием на отложениях силура и ордовика. Разрез свиты составляют песчаники, алевролиты, углистые сланцы и алевролиты, конгломераты. Глинистое вещество конекской свиты преимущественно (иногда полностью) состоит из каолинита. Второстепенными компонентами являются нормальная или гидратированная гидрослюда, монтмориллонит и хлорит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав со значительным содержанием каолинита. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, хрома и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Айхальская свита среднего – верхнего карбона и нижней перми со стратиграфическим перерывом залегает на различных горизонтах конекской свиты, силура и ордовика. По литологическим особенностям и фаунистическим данным она разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеайхальская подсвита (0–59 м) среднего карбона сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей. Глинистое вещество подсвиты относительно конекской свиты более разнообразно и сложено каолинитом, монтмориллонитом, метагаллуазитом, гидрослюдой и хлоритом. Главными компонентами могут быть каолинит, гидрослюда и монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав с присутствием каолинита. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Верхнеайхальская подсвита (20–74 м) верхнего карбона, нижней перми сложена преимущественно песчаниками и алевролитами. Глинистое вещество верхней подсвиты состоит из монтмориллонита, смешанослойных образований, метагаллуазита, каолинита, хлорита, гидрослюда. В верхнеайхальской подсвите содержание монтмориллонита увеличивается, каолинита уменьшается относительно нижнеайхальской. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Ахтарандинская (бургуклинская) свита (0–30 м) нижнего отдела перми представлена песчаниками, терригенно-пирокластическими осадками и алевролитами. Глинистое вещество этих пород состоит из монтмориллонита, гидрослюда и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешан-

ный состав глинистого вещества. Среднее содержание титана, ванадия, меди и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Боруллойская (пеляткинская) свита (0–25 м) верхней перми с размывом ложится на осадки ахтарандинской свиты и различные горизонты каменноугольных отложений. В составе свиты преобладают песчаники, алевролиты, в меньшем количестве присутствуют углистые сланцы и алевролиты. Глинистое вещество свиты состоит преимущественно из монтмориллонита, в некоторых горизонтах – из каолинита. Гидрослюда обычно присутствует в виде примеси, но в нижних горизонтах преобладает. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав. Среднее по свите содержание титана, ванадия и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Восточная часть Тунгусской синеклизы

Литолого–стратиграфическая характеристика каменноугольных и пермских отложений Мало–Ботуобинского района дается по опубликованным данным /Некоторые вопросы..., 1974/, по материалам В.И. Тараненко, Ю.Т. Яныгина и автора /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

Лапчанская свита (0–25 м) среднего карбона с перерывом залегает на разновозрастных породах нижнего палеозоя. В основании и средней части свиты встречаются линзы грубообломочных пород. Большую часть разреза составляют алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы. Песчаники занимают подчиненное положение. Глинистое вещество свиты состоит из каолинита, монтмориллонита, хлорита, гидрослюды и тонкодисперсного кварца. Преобладают каолинит и монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу с присутствием каолинита. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, цинка и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Ботуобинская свита (~45 м) среднего – верхнего карбона и нижней перми по литологическим и фаунистическим особенностям делится на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеботуобинская подсвита сложена в низах песками с прослоями алевролитов и углистых алевролитов. В верхней части преобладают алевролиты, глины и углистые глины. Верхнеботуобинская подсвита сложена в низах песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, в верхней – углистыми алевролитами с линзами бурого угля. Глинистое вещество нижнеботуобинской подсвиты состоит из каолинита, гидрослюды, монтмориллонита и хлорита; верхнеботуобинской – из каолинита, монтмориллонита, гидрослюды и хлорита, но здесь каолинит и монтмориллонит составляют большую долю, гидрослюда и хлорит присутствуют как примесь. Среднее в целом по свите содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее в целом по свите содержание титана и циркония повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20). Содержание ванадия, хрома и цинка приближается к таковому последних.

Боруллойская свита (~48 м) верхней перми подразделяется на нижне- и верхнеборуллойскую подсвиты. Нижнеборуллойская подсвита сложена в низах песками, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Гальки крупные имеют карбонатный и глинистый состав, мелкие – кварцевый, кремневый. В верхней части подсвиты преобладают алевролиты, аргиллиты, углисто–глинистые отложения и угли. Верхнеборуллойская подсвита, присутствующая не во всех разрезах, сложена в низах гравелитами, песками, в верхах – алевролитами, алевролитами углистыми, углями. Глинистое вещество боруллойской свиты имеет преимущественно монтмориллонитовый состав, в нижней части – иногда почти мономинеральный,

в верхней – со значительным содержанием каолинита. Гидрослюда присутствует как примесь. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает преимущественно монтмориллонитовый состав. Содержание малых элементов в глинистом веществе свиты понижено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20). Пределы колебания их содержания значительны, имеются горизонты с высоким содержанием бора, ванадия, хрома, кобальта, меди, цинка и свинца.

Русская платформа

Мосоловская скважина. Литолого–стратиграфическая характеристика отложений нижнего и среднего отделов каменноугольной системы составлена по материалам Л.М. Елиной /Акульшина, 1971/.

Лихвинская свита турнейского яруса с размывом залегает на озерско-хованских слоях. Нижняя часть разреза, малевская толща (208–201 м), преимущественно сложена песчаниковидными известняками с галькой и гравием мелкозернистого известняка. Верхняя половина разреза, или упинская толща (201–194 м), представлена в основном мелкозернистыми известняками. Глинистое вещество известняков состоит из гидрослуды и каолинита. Среднее содержание главных химических компонентов соответствует этому составу. Высокое содержание алюминия свидетельствует о значительной доле каолинита. Среднее по свите содержание бора, титана, ванадия, меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Угленосная свита визейского яруса (194–190 м), залегающая на размывной поверхности упинских слоев, сложена белой сухарной глиной коалинитового состава и алеволитами кварцевого состава. Вышележащая тульская толща (190–168 м) сложена алеволитами и известняками с прослоями глин. Глинистое вещество угленосной свиты состоит из каолинита с примесью гидрослуды, в тульской толще – из гидрослуды, каолинита и хлорита. Среднее содержание главных минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества. Среднее содержание бора, титана, ванадия, кобальта, меди, циркония и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Окская свита визейского яруса (168–126 м) сложена фораминиферовыми окремненными известняками. Глинистое вещество этих пород не изучалось.

Верейский горизонт московского яруса среднего отдела (126–102 м) по литологическим особенностям делится на две равные части. Нижняя половина сложена известняками, песчаниками и глинами, верхняя – песчаниками и глинами. Глинистое вещество верейского горизонта состоит из гидрослуды, каолинита и хлорита, встречаются гидроокислы железа. Среднее содержание главных минералообразующих элементов соответствует этому составу. Среднее содержание бора, титана, ванадия, кобальта, меди, цинка, галлия и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Каширский и подольский горизонты (102–36 м) московского яруса в данном разрезе не разделены. Нижняя часть разреза, сложенная доломитами с прослоями известняков, доломитизированными известняками, предположительно относится к каширскому горизонту. Верхнюю часть составляют известняки и доломиты, которые местами окремнены и содержат флюорит. Глинистое вещество каширского горизонта содержит гидрослуду, каолинит и хлорит, в верхней части разреза присутствует монтмориллонит. Среднее содержание главных минералообразующих элементов соответствует смешанному составу глинистого вещества. Среднее содержание меди и цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 19, 20).

Енисей-Хатангский прогиб

В составе юрских отложений данного региона установлены все ярусы. В работе принята стратиграфическая схема, утвержденная на междуведомственном стратиграфическом совещании в 1978 г. в Новосибирске. Изучение глинистого вещества проводилось в наиболее полных разрезах района Анабарского залива и бассейна р. Анабар /Левчук, Акульшина, 1982/. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений составлена по материалам М.А. Левчука /1978/.

Анабарский залив. Геттанг-синемюрский ярус (119 м) нижнего отдела сложен алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Глинистое вещество терригенных пород состоит из каолинита, монтмориллонита, гидрослюды, хлорита и смешанослойных образований. Среднее по ярусу содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества с присутствием окислов железа. Содержание бора, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, галлия и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Плинсбахский ярус (208 м) нижнего отдела сложен преимущественно аргиллитами. Глинистое вещество состоит из монтмориллонита, гидрослюды, хлорита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав и значительное содержание гидроокислов железа. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, никеля, галлия, стронция и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Тоарский ярус (149 м) нижнего отдела сложен преимущественно аргиллитами, алевролитами, в верхах - алевролитами песчанистыми. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, каолинита, монтмориллонита и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав и присутствие гидроокислов железа в глинистом веществе. Среднее содержание бора, титана, ванадия, хрома, никеля, цинка и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Ааленский ярус (72 м) среднего отдела сложен аргиллитами и алевролитами. Глинистое вещество представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и каолинитом. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу с присутствием некоторого количества гидроокислов железа. Среднее по ярусу содержание бора, ванадия, хрома и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Байосский и батский ярусы (~ 250 м) среднего отдела сложены аргиллитами и алевролитами. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует этому составу с присутствием некоторого количества гидроокислов железа. Среднее содержание бора, ванадия, хрома и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Келловейский ярус (139 м) верхнего отдела сложен преимущественно аргиллитами, в средней части разреза залегают песчаники и песчаные алевролиты. Глинистое вещество терригенных пород состоит из гидрослюды, монтмориллонита, каолинита и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав глинистого вещества с присутствием гидроокислов железа. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, никеля и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Бассейн р. Анабар. Плинсбахский ярус (134 м) представлен чередованием алевролитов, аргиллитов и песчаников разной зернистости. Глинистое вещество яруса состоит из каолинита, монтмориллонита, гидрослюды и хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному составу с по-

вышенным содержанием железа. Среднее содержание бора, ванадия, хрома и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Тоарский ярус (45 м) сложен аргиллитами и алевролитами. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита, каолинита, монтмориллонита. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует смешанному составу с повышенным содержанием железа. Среднее содержание бора, хрома, цинка и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Байосский ярус (27 м) сложен алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Глинистое вещество состоит из гидрослюды, каолинита, хлорита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав с повышенным содержанием железа. Среднее содержание бора, ванадия, хрома, никеля, цинка и стронция повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Батский ярус (~ 128 м) сложен алевролитами и аргиллитами, в средней части разреза имеется пропуск в наблюдении (~ 50 м). Глинистое вещество состоит из гидрослюды, хлорита и каолинита. Среднее содержание минералообразующих элементов отражает смешанный состав и повышенное содержание железа. Среднее содержание ванадия, цинка и свинца повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Восточная часть Тунгусской синеклизы

Укугутская свита сложена преимущественно песчаниками и алевролитами. Глинистое вещество представлено каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Преобладают каолинит и монтмориллонит. Среднее содержание минералообразующих элементов соответствует данному составу. Среднее содержание титана, цинка повышено относительно глин и глинистых сланцев (см. табл. 21, 22).

Глава III

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЙ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ

Эволюция глинообразования – часть сложного процесса осадкообразования. Вопросы эволюции состава глинистого вещества рассматривались Р. Нанзом /Nanz, 1953/, который сопоставил докембрийские глинистые породы США и Канады с палеозойскими и мезозойскими глинами и установил, что содержание алюминия, железа и калия уменьшается, натрия увеличивается от древних осадков к молодым. А.П. Виноградов и А.Б. Ронов /1956/ выявили эволюцию состава глин Русской и Американской платформ. Н.М. Страхов /1963/ отмечал широкое развитие процесса глинообразования на протерозойском этапе в ходе эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования. Дальнейшее развитие вопросы эволюции осадочного процесса получили в работах А.Б. Ронина /1959, 1961, 1964, 1972, 1980, 1981/ и И.С. Грамберга /1973, 1980/, а также сибирских геологов, занимающихся под руководством А.Л. Яншина проблемами эволюции соленосных и красноцветных формаций, морского карбонатакопления, фосфорито-, глауконито- и глинообразования /Акульшина, 1971, 1973, 1980а, 1981, 1982б, в; Жарков, 1976, 1981; Анатольева, 1978; Казанский, 1976, 1981б; Занин, 1981а, б; Николаева, 1971, 1980, 1981; Яншин, Жарков, 1981; Яншин и др., 1977, 1981/, из которых следует, что этапы эволюции всего оса-

дочного процесса и, в частности, глауконито- и фосфоритообразования коррелируются с этапами глинообразования и имеют общие стратиграфические уровни. Изменения климата в истории Земли связаны с этапами фосфатообразования, соленакпления и глинообразования. Эволюция красноцветных формаций также отражается в изменении минерального состава глинистого вещества.

Минералогический состав

Из многочисленных данных о минералогическом составе глинистого вещества отложений разного возраста известно, что глинистое вещество представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, каолинитом, смешанослойными образованиями и другими глинистыми минералами. В результате исследований пространственного распределения глинистых минералов в бассейнах седиментации /Ерошев—Шак, 1961а,б; Ратеев, 1964, 1971; Ратеев и др., 1966; Лисицын, 1964, 1978; Горбунова, 1966; Горбунова, Лисицын, 1981; Туровский и др., 1981; Курносков, 1982/ установлено, что терригенное происхождение глинистой составляющей осадков и устойчивость глинистых минералов к диагенетическим изменениям позволяют проводить палеогеографические реконструкции, восстанавливать условия седиментации и пути миграции терригенного материала в океане. Закономерности распределения глинистых минералов по стратиграфическим интервалам в истории Земли изучены в меньшей степени /Moort, 1972; Виноградов, Ронов, 1956; Акульшина, 1973, 1980а, 1981, 1982в/. Материалы автора и литературные данные об изменении состава глинистого вещества на разных стратиграфических уровнях позволяют сделать следующие выводы.

Нижнепротерозойские отложения в составе глинистого вещества содержат гидрослюду, хлорит, каолинит, пирсофиллит, кордиерит. Преобладает гидрослюда. Каолинит присутствует на некоторых уровнях, где в качестве примеси может быть и кордиерит.

Рифейские отложения платформенного типа характеризуются преимущественно гидрослюдистым составом глинистого вещества. Хлорит находится в пределах низкого или среднего содержания. Каолинит появляется на определенных стратиграфических уровнях, количество его зависит от фациальных условий образования осадка и колеблется от преобладающего до незначительного. Смешанослойные глинистые минералы встречаются довольно редко. Местами глинистая фракция обогащена неглинистыми минералами — гётитом, тальком, полевыми шпатами и др. Осадки мио- и геосинклинальной зон содержат те же глинистые минералы, в отличие от платформы в них на уровнях с каолинитом часто ассоциирует пирсофиллит, содержание монтмориллонита и хлорита более высокое.

Преобладание гидрослюды в глинистом веществе осадочных пород рифея обусловлено, по мнению многих исследователей, особыми условиями выветривания, характеризующимися повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере и составом выветривающегося субстрата /Страхов, 1963; Weaver, 1967; Акульшина, Казанский, 1971; Akulshina, Kazansky, 1972; Виноградов, Ронов, 1956; Педро, 1971/. Значительные количества хлорита в платформенных рифейских отложениях содержатся на уровнях, для которых установлен аридный климат. Эта корреляция свидетельствует, что аридные климатические условия в рифее благоприятствовали возникновению хлорита. В геосинклинальной зоне хлорит распространен и в гумидных климатических условиях. Образование каолинита, происходившее в момент усиленного химического выветривания на континенте, сопровождается также образованием гидрослюды максимальной зрелости. Смешанослойные минералы и монтмориллонит в рифейских отложениях встречаются реже. Они часто приурочены к горизонтам, обогащенным пелловым материалом. Возмож-

но, некоторая их часть связана с пирокластическим материалом. Полевые шпаты в глинистой части осадочных пород рифейского возраста, по-видимому, имеют эпигенетическое происхождение, так как приурочены к толщам, характеризующимся интенсивными постседиментационными изменениями. Пирофиллит также тяготеет к сильно измененным породам; кроме того, он коррелируется с более зрелыми осадками. Гётит встречается в перетолженных продуктах кор выветривания. Отложения венда имеют минералогический состав глинистого вещества, в общем сходный с рифейским; в отличие от последнего они характеризуются более высоким содержанием хлорита.

В кембрийских осадочных породах глинистые минералы представлены в основном гидрослюдой и хлоритом; так же как и в рифее, имеются толщи, в которых хлорит отсутствует или содержится в очень незначительном количестве. В кембрии более четко проявляется зависимость увеличения содержания хлорита от аридизации климата. Так, максимальное количество хлорита ($>50\%$) отмечено в соленосных отложениях нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, для которых отношение алюминия к титану равно 70; в отложениях того же возраста Игарского района содержание хлорита более низкое и отношение алюминия к титану имеет значения <25 . Каолинит присутствует на стратиграфических уровнях, характеризующихся повышенной зрелостью глинистого вещества. Смешанослойные минералы, вермикулиты и монтмориллониты встречаются чаще, чем в рифее. Расширяющиеся глинистые минералы, входящие в состав тонких глинистых прослоев, протягивающихся на значительные расстояния, являются производными пеплового материала /Акульшина, Ивановская и др., 1972/. Полевые шпаты глинистого вещества кембрийских отложений приурочены к более измененным породам и, вероятно, имеют эпигенетическое происхождение.

В ордовикских отложениях главными компонентами глинистого вещества по-прежнему являются гидрослюда и хлорит. Более высокое содержание хлорита наблюдается в районах, характеризующихся аридным климатом. В ордовикский период отмечается увеличение количества каолинита, нахождение которого также приурочено к определенным стратиграфическим интервалам. Больше, чем в нижележащих слоях, здесь встречается смешанослойных глинистых минералов и монтмориллонита.

Силурийские отложения от более древних отличаются уменьшением количества хлоритов в составе глинистого вещества, чему, вероятно, способствовала общая гумидизация климата в этот период. Каолинит в силурийских отложениях встречается значительно реже, чем в ордовикских, причиной этого могло послужить развитие морских фаций и уменьшение интенсивности химического выветривания. Смешанослойные минералы, составляющие значительную часть граптолитсодержащих осадков, возможно, являются производными пеплового материала /Акульшина и др., 1973/.

В девонских отложениях широко распространен каолинит. В некоторых толщах содержание его значительно, интервалы нахождения весьма часты и соответствуют уровням интенсивного выветривания и максимально зрелых пород. В верхнем девоне отмечается появление монтмориллонита в более значительных количествах, чем в нижележащих отложениях силура, ордовика и кембрия. Следует отметить, что в девоне не все расширяющиеся глинистые минералы связаны с толщами осадков, обогащенных пирокластическим материалом.

Каменноугольные и пермские отложения заметно отличаются от более древних весьма резким снижением содержания гидрослюды в глинистом веществе. Первостепенное значение приобретают монтмориллонит, смешанослойные минералы, вермикулит. Каолинит присутствует в толщах, характеризующихся зрелыми осадками. Специальные исследования смешанослойных минералов показали, что некоторая часть их образовалась из пеплового материала. В некоторых разрезах

со значительными эпигенетическими преобразованиями смешанослойные образования менее распространены.

Юрские и меловые отложения по минералогическому составу глинистой фракции весьма близки верхнепалеозойским. Здесь, так же как в последних, гидрослюда не является основным компонентом глинистой фракции и содержится почти в равной мере с другими минералами — смешанослойными, монтмориллонитом, каолинитом и хлоритом.

Из приведенного выше следует, что от протерозоя до мезозоя в составе глинистого вещества уменьшается содержание гидрослюда, увеличивается доля хлорита, монтмориллонита и смешанослойных образований. В рассматриваемом временном интервале по соотношению разных групп глинистых минералов выделяются различные между собой ассоциации, по которым можно наметить четыре главных этапа. Первый — протерозойский — характеризуется преобладанием гидрослюдистых минералов, менее значительным количеством хлорита и незначительным — смешанослойных образований. Каолинит встречается на определенных стратиграфических уровнях, где в зависимости от фациальных обстановок содержание его меняется. В венде в составе глинистого вещества увеличивается количество хлорита. На ниже-среднепалеозойском этапе, особенно в кембрийский период, заметно увеличивается содержание хлоритов. В областях аридного климата хлорит составляет большую часть глинистого вещества. Ордовикско-силурийский период характеризуется уменьшением доли хлоритов, возрастанием смешанослойных образований. На верхнепалеозойском этапе резко снижается содержание гидрослюда, увеличивается количество смешанослойных образований и монтмориллонита. В девоне в районах аридного климата широко распространен магниезальный монтмориллонит. На мезозойском этапе увеличивается не только содержание, но и разновидности смешанослойных образований, уменьшается доля гидрослюда. В течение всего палеозойского периода содержание каолинита возрастает на определенных стратиграфических уровнях /Акульшина, 1973, 1982/.

Наиболее интенсивное обогащение глинистого вещества каолинитом отмечается в мукунской серии Анабарского щита и кординской свите Енисейского кряжа нижнего рифея; в низах и верхней половине среднего рифея Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья, Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской плиты; в низах и верхах верхнего рифея Енисейского кряжа, Юдомо-Майского прогиба, юго-западного склона Анабарского щита; в вендских отложениях Игарского района, западного склона Анабарского щита, Приангарья и Юдомо-Майского прогиба; в верхней части нижнего и среднего кембрия Игарского района, Приангарья и Алданского щита; в среднем, верхнем ордовике Тунгусской синеклизы и Туруханского района; в верхах среднего и верхнего девона, среднем и верхнем карбоне, верхней перми Норильского района и Тунгусской синеклизы; нижней юре, верхах нижнего мела Среднего Приобья и Енисей-Хатангского прогиба.

Аналогичные изменения минералогического состава глинистого вещества от древних осадочных толщ к молодым наблюдались И. Муртом /Moort, 1972/, который провел исследование рентгенографическим и химическим методами глинистых сланцев нижнего и верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, девона, нижнего карбона, перми, триаса, юры, мела, эоцена и олигоцена почти всего Австралийского континента (см. табл. 23). Им установлено, что в отложениях нижнего и верхнего протерозоя глинистая фракция сложена гидрослюдой (мусковитом) и хлоритом. В кембрии появляются смешанослойные минералы, в ордовике содержание последних повышается. В девоне и нижнем карбоне иллит и смешанослойные минералы присутствуют примерно в равных соотношениях, а начиная с перми смешанослойные минералы преобладают.

Интерпретируя результаты рентгенографического и химического анализов, И. Мурт пришел к выводу, что содержание магния и калия увеличивается от мо-

лодых отложений к более древним. Древние глинистые сланцы представлены иллитом и хлоритом и характеризуются однообразным минералогическим составом. Молодые осадки содержат преимущественно полиморфные модификации 1Md, древние – 2M. Отмеченные изменения он объясняет постседиментационными изменениями и подтверждением этому считает корреляцию величины $\frac{2M}{2M+1Md}$ с содержанием калия.

Выделяемые автором этапы глинообразования – протерозойский, нижнепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский – характеризуются последовательной сменой физико-химических условий. На протерозойском этапе основными компонентами атмосферы были углекислый газ, азот и кислород. Области размыва, сложенные в это время различными изверженными, метаморфическими и осадочными породами, представляли приподнятые, слабо расчлененные плато. В этой обстановке широко были распространены гидрослюдистые, иногда с каолинитом продукты выветривания. Хлориты и монтмориллонит ассоциировали главным образом с областями распространения продуктов основного вулканизма. На нижнепалеозойском этапе сказались последствия байкальской складчатости, существенно изменившей морфологию земной поверхности. С этого времени произошло четкое разграничение гумидных и аридных областей. Кислое выветривание сместилось в районы с влажным климатом. Аридные области характеризовались слабо развитыми процессами выветривания щелочного типа. Поэтому среди продуктов выветривания наряду с гидрослюдой и каолинитом образовывались хлориты. Верхнепалеозойский и мезозойский этапы близки по физико-химическим условиям. Начавшийся в девонский период выход растений на сушу приближал состав атмосферы к современному. В зону выветривания поступало большое количество органического вещества, что обусловило большое разнообразие состава продуктов выветривания. В результате сокращения содержания углекислого газа в атмосфере гидрослюда в зоне выветривания заместились смешанослойными минералами и монтмориллонитом. С конца девона выветривание приобрело современный облик.

Сопоставление минералогического состава глинистого вещества с данными о древней атмосфере /Виноградов, 1959, 1964; Страхов, 1963; Ронов и др., 1972; Холланд, 1972; Казанский, 1981a/ позволяет сделать вывод, что его изменения в значительной мере связаны с составом атмосферы. Так, содержание значительного количества углекислого газа в рифее коррелируется с гидрослюдисто-каолинитовым составом глинистого вещества. Представление, что углекислый газ является активным фактором выветривания, соответствует находке в отложениях позднего докембрия многочисленных следов интенсивного химического выветривания /Сидоренко, Чайка, 1970; Горенский, 1960; Жабин, Казанский, 1971/. Увеличение в раннем палеозое содержания кислорода /Ронов и др., 1972/ и перестройка рельефа с изменением климата отразились на минеральном составе глинистого вещества – увеличилось содержание хлорита и смешанослойных образований. Дальнейшее изменение состава атмосферы и физико-химической среды обусловило преобладание монтмориллонита и смешанослойных образований над гидрослюдой.

Исследованиями автора /Глинистые минералы..., 1976/ показано, что в условиях платформ протерозойские, палеозойские и мезозойские осадки имеют почти одинаковую степень постседиментационных изменений при разном минеральном составе глинистого вещества. Это обстоятельство позволяет предположить, что его минеральный состав определяется первичным составом глинистой части кор выветривания, который, в свою очередь, зависит от состава субстрата и интенсивности выветривания. В условиях геосинклиналей, при интенсивных постседиментационных преобразованиях осадков, в глинистом веществе появляется значительное количество неглинистых минералов (талк, полевые шпаты, серицит и др.), каолиниту сопутствуют пиррофиллит, кордиерит.

Глинистое вещество – тонкодисперсная часть осадочных пород (фракция $< 0,002$ мм), состоящая в основном из глинистых минералов, в качестве примеси содержит свободный кремнезем, окислы железа, алюминия, полевые шпаты и другие минералы. Главные его компоненты – кремний, алюминий, калий, магний, железо, титан и натрий – входят в состав глинистых минералов, тонкодисперсного кварца, окислов железа и алюминия, полевых шпатов.

Среднее содержание кремнезема в глинистом веществе от 45 до 55%. Некоторая, иногда значительная, его часть представлена тонкодисперсным кварцем, в связи с чем изменение его содержания по стратиграфическому интервалу рифей – фанерозой детально не рассматривается. Содержание кремнезема в глинистом веществе повышается в рифейских, пермских, юрских и меловых отложениях.

Среднее содержание глинозема в глинистом веществе рифейских и фанерозойских отложений находится в пределах 10–30%. Изменение его в рассматриваемом стратиграфическом интервале имеет направленный и периодичный характер. Направленность проявляется в уменьшении содержания алюминия от начала к концу интервала. Периодичность выражена многократным чередованием относительного уменьшения и увеличения содержания алюминия, происходящим на фоне направленного процесса (рис. 1). В интервале рифей – фанерозой выделяются три этапа изменения содержания алюминия в глинистом веществе. Первый соответствует рифею, второй – нижнему и среднему палеозою, третий – верхнему палеозою и мезозою. В каждом из них проявляется общая закономерность – понижение содержания алюминия от начала к концу этапа. В пределах каждого этапа имеются более дробные подразделения – циклы.

Рифейский этап составляют нижне-, средне- и верхнерифейский циклы. В нижнем рифее пределы колебания содержания алюминия наибольшие, здесь наблюдаются самые высокие и самые низкие его значения. В среднем и верхнем рифее пределы колебания сокращаются, особенно ближе к концу рифея. В средней части среднего рифея отмечается некоторое понижение верхнего предела содержания алюминия, в результате чего средний рифей разделяется еще на два цикла. Таким образом, на рифейском этапе происходит повышение нижнего и понижение верхнего пределов, а также среднего содержания алюминия в глинистом веществе.

Аналогичный характер этот процесс имеет на втором этапе в нижнем и среднем палеозое. Наибольшие пределы колебания отмечаются в нижнем кембрии, наименьшие – в девоне. Так же как на рифейском этапе, происходит понижение среднего содержания алюминия от кембрия до девона, на фоне которого имеются два цикла: кембрий – нижний ордовик, верхний ордовик – девон. Вендский период по содержанию алюминия занимает промежуточное положение между верхним рифеем и кембрием, но более близок он к кембрию.

Начало третьего этапа характеризуется более высоким содержанием алюминия в карбоне и перми и понижением его в мезозое. По содержанию алюминия верхнепалеозойский и мезозойский этапы, выделенные по минеральному составу, не расчленяются. В пределах нижне- и среднепалеозойского этапа, изученного наиболее детально, выделяются кембрийско-ордовикский и силурийско-девонский циклы, отражающие изменения содержания алюминия. В данных циклах характер изменения содержания алюминия такой же, как в рифейских. От начала к концу цикла повышается нижний предел, понижается верхний и среднее содержание алюминия.

Среднее содержание калия в глинистом веществе рифея и фанерозоя находится в пределах 1,8–7%. Наиболее высокие его содержания приурочены к нижнерифейским, вендским и нижнепалеозойским отложениям. Изменения содержания ка-

ля в стратиграфическом интервале рифей – мезозой имеют тенденцию понижения от древних к более молодым осадкам. На фоне этого процесса можно выделить три этапа (см. рис. 1,б). Рифейский этап характеризуется увеличением количества калия в глинистом веществе снизу вверх, ниже–среднепалеозойский имеет обратную тенденцию. На верхнепалеозойско–мезозойском этапе содержание калия наиболее низкое. Все три этапа имеют общую особенность – начало каждого из них характеризуется наибольшими пределами колебания содержания калия. К концу рифейского и ниже–среднепалеозойского пределы колебания уменьшаются. Вендский период по содержанию калия в глинистом веществе занимает переходное положение, однако более близок к палеозойскому циклу и составляет вместе с нижним кембрием начало этого цикла, характеризующееся широким пределом колебания содержания калия. В пределах рифейского этапа нижний и верхний рифей характеризуются более высоким содержанием калия, в среднем оно несколько понижается. По содержанию калия средний рифей делится на две части – нижнюю и верхнюю. Ниже–среднепалеозойский этап делится на два цикла. В первом (кембрийско–ордовикском) верхний предел содержания калия в глинистом веществе понижается, нижний – повышается; во втором (силурийско–девонском) происходит понижение среднего содержания калия. Начало верхнепалеозойского – мезозойского этапа имеет слабую тенденцию понижения среднего содержания калия.

Содержание натрия в глинистом веществе рифея и фанерозоя имеет большие пределы колебания – от сотых долей до 2,0%. Наиболее высокие содержания натрия установлены в верхах нижнего и нижней части среднего рифея и верхнем палеозое. Этапы изменения содержания натрия в стратиграфическом интервале рифей – фанерозой имеют четко выраженный циклический характер (см. рис. 1,в) и в силу своей более яркой выраженности названы циклами, хотя по стратиграфическим интервалам они соответствуют этапам, установленным при анализе содержания алюминия и калия. Первый цикл – рифейский – начинается резким повышением содержания натрия в нижнем рифее, достигающим максимума в нижней половине среднего рифея, и заканчивается тоже резким понижением в верхнем рифее и венде. Второй – кембрийско–ордовикский – имеет такой же характер изменения содержания натрия, но в отличие от рифейского цикла максимальные содержания натрия здесь в несколько раз меньше и не превышают 0,5%. Третий – силурийско–девонский – начинается резким повышением содержания натрия в нижнем силуре и заканчивается понижением в верхнем девоне. Максимальное содержание натрия приходится на нижний и верхний силур, средний и верхний девон. В нижнем девоне отмечается некоторое понижение содержания натрия, в результате чего этот цикл делится на две части. Четвертый цикл (верхнепалеозойско–мезозойский) начинается тоже резким повышением содержания натрия в карбоне, перми и юре.

Среднее содержание железа в глинистом веществе рифейских и фанерозойских отложений находится в пределах 1,6 – 16%. В рассматриваемом стратиграфическом интервале отмечается его направленное и периодическое изменение (см. рис. 1,г). Выделяются рифейский, ниже–среднепалеозойский, верхнепалеозойский – мезозойский этапы. Рифейский этап характеризуется наиболее высоким содержанием железа в глинистом веществе, ниже–среднепалеозойский имеет значительно меньшее количество железа, на верхнепалеозойско–мезозойском содержание железа возрастает, достигая в юрских отложениях количества, равного рифейскому. Каждый этап характеризуется более широкими пределами колебания содержания железа в начале и сужение их к концу этапа. Рифейский этап делится на две части (граница раздела проходит в середине среднего рифея); ниже–среднепалеозойский – на ниже– и среднепалеозойскую (нижнепалеозойская, в свою очередь, делится на кембрийскую и ордовикскую части, резко различающие-

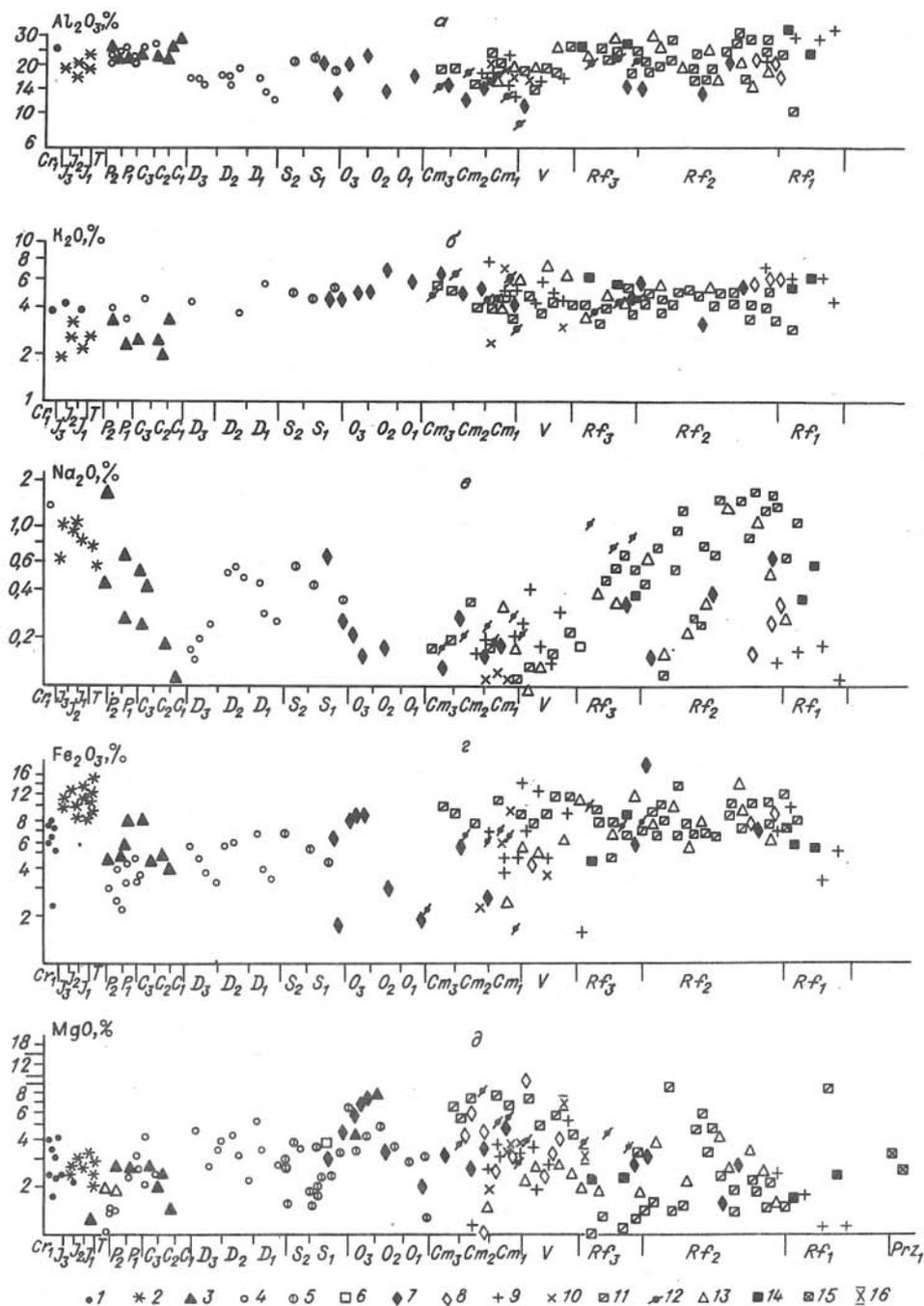


Рис. 1. Содержание Al_2O_3 (а), K_2O (б), Na_2O (в), Fe_2O_3 (г), MgO (д) в глинистом веществе рифейских и фанерозойских отложений разных регионов.
 1 - Среднее Приобье, 2 - Енисей-Хатангская впадина; 3 - Тунгусская синеклиза; 4 - Норильский район; 5 - Прибалтийская синеклиза; 6 - Горный Алтай,

ся по содержанию железа, среднепалеозойская характеризуется постепенным понижением содержания железа от начала к концу). Верхнепалеозойско-мезозойский этап начинается повышением содержания железа в карбоне и перми, в результате которого в юре достигается уровень рифея и нижнего палеозоя. По содержанию железа в глинистом веществе возможно выделение мезозойского этапа. Вендский период занимает переходное положение от рифейского к ниже-среднепалеозойскому. По более широким пределам колебания содержания железа его следует отнести к ниже-среднепалеозойскому этапу, в котором он вместе с нижним кембрием представляет начало этапа.

Среднее содержание магния в глинистом веществе рифейских и фанерозойских отложений колеблется от десятых долей до 10%. Характер распределения его по стратиграфическому интервалу во многом сходен с распределением железа, но имеются и существенные различия (см. рис. 1, д). По содержанию магния выделяются те же три этапа. На первом этапе максимальное содержание приходится на нижний и средний рифей. В отличие от железа, содержание которого наиболее высокое на рифейском этапе, магний имеет наибольшие концентрации на ниже-среднепалеозойском этапе. Здесь его содержание и характер распределения очень близки таковым железа. Вендский период занимает переходное положение, но более тяготеет к кембрию. На верхнепалеозойском - мезозойском этапе содержание магния понижается относительно ниже-среднепалеозойского уровня и рифейского этапа. Начиная с мела возможно выделение мезозойского этапа.

Автором рассматривалась зависимость содержания главных элементов глинистого вещества от типов пород. Наибольшее содержание глинозема установлено в аргиллитах, наименьшее - в известняках и доломитах. Отклонения эти весьма малы, но довольно выдержаны. Содержание калия в глинистом веществе наибольшее в известняках, затем доломитах и меньшее в аргиллитах; натрия меньше в доломитах, несколько больше в известняках и аргиллитах. Наиболее заметно рассеяние натрия по типам пород в более молодых осадках, особенно в пермских, юрских и меловых, очевидно, за счет минералогического разнообразия глинистого вещества. Содержание железа в глинистом веществе красноцветных пород более высокое, чем в глинистом веществе сероцветных (рис. 2). Максимальное различие отмечается для рифейских и кембрийских отложений. Резкое различие существует в содержании железа между рифейскими красноцветными отложениями и более молодыми кембрийскими и девонскими; в сероцветных отложениях это различие сглажено. Высокое содержание магния в рифее и нижнем палеозое приурочено к горизонтам, в которых глинистое вещество содержит много хлорита. Понижение содержания магния совпадает с уменьшением хлорита в глинистом веществе. Количество магния в глинистом веществе серо- и красноцветных пород почти одинаковое (см. рис. 2).

Установленный автором характер изменения содержания калия и натрия в глинистой части пород в период от рифея до мела согласуется с данными, полученными А.П. Виноградовым, А.Б. Роновым /1956/ и А.А. Мигдисовым /Ронов, Мигдисов, 1970/. По их мнению, увеличение содержания калия в течение рифея является результатом гранитизации, последующего размыва гранитизированных пород и захвата калия глинистым веществом. Суммарный эффект этих процессов достиг максимума в нижнем палеозое. По мере отложения на Сибирской платформе средне- и верхнедевонских осадков привнос на платформу терригенного материала, обогащенного калием, начал слабеть. В конце палеозоя произошло наи-

Тува; 7 - Туруханский район; 8 - Игарский район; 9 - Анабарский шит; 10 - среднее течение р. Лены; 11 - Енисейский кряж; 12 - Западное Прибайкалье; 13 - Юдомо-Майский, Учуро-Майский районы; 14 - Урал; 15 - Балтийский шит; 16 - Непский свод.

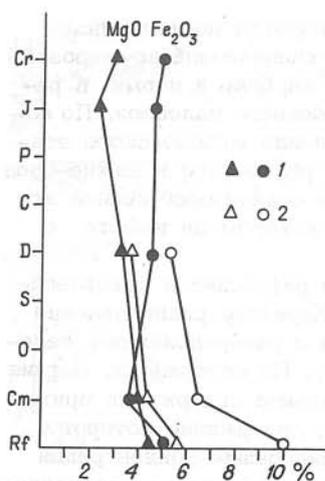


Рис. 2. Содержание Fe_2O_3 и MgO в серо- (1) и красноцветных (2) породах рифея и фанерозоя.

большее очищение глин от калия и, как уже отмечалось, замена хлорит-гидрослюдистых ассоциаций смешанослойными и монтмориллонит-каолинитовыми. Уменьшение содержания натрия на этапе рифей — кембрий было следствием замыкания геосинклиналей, расширения платформ, затухания вулканизма, а также вовлечения докембрийского геосинклинального материала в циклы выветривания и выноса натрия в океан. Четко выраженный рост содержания натрия в глинистом веществе верхнего палеозоя и мезозоя происходил за счет поступления обогащенных натрием продуктов размыва герцинских и альпийских горных сооружений, сложенных геосинклинальными формациями. Такая закономерность была установлена в

изменении химического состава палеозойских глин Русской платформы /Виноградов, Ронов, 1956/.

Данные автора об изменении содержания железа в глинистом веществе по стратиграфическому интервалу рифей — фанерозой согласуются с материалами А.Б. Ронина, А.А. Мигдисова /1970/, показывающими максимум накопления железа в нижнепротерозойских метаглинистых толщах Балтийского, Украинского, Канадского и Бразильского щитов. Дальнейшее развитие состава глинистых пород происходило с постепенным очищением их от железа, содержание которого в глинах Русской и Северо-Американской платформ понизилось почти в два раза за период раннего протерозоя до мезокайнозоя.

Таким образом, изменение состава глинистого вещества в стратиграфическом интервале рифей — фанерозой определяется составом выветривающего субстрата и физико-химической средой выветривания, продуцирующего глинистое вещество. Направленное и периодичное изменение глинистого вещества не связано с постседиментационными преобразованиями отложений /Акульшина, 1973; Глинистые минералы..., 1976/.

Малые элементы в гипергенезе

Изучение химического состава глинистого вещества показало, что заметную часть в нем составляют малые элементы, содержание которых зависит от интенсивности выветривания, продуцирующего глинистое вещество, возраста и состава пород областей питания, а также фациальных условий осадконакопления /Акульшина, 1971, 1976, 1980/. Необходимо выявить степень зависимости содержания малых элементов в глинистом веществе от тех или иных факторов.

Бор в процессах выветривания может выноситься с природными водами, а также связываться глинистыми минералами. При интенсивном химическом выветривании, сопровождающимся каолинизацией пород, бор выносится в растворах. При образовании смешанослойных разностей и гидрослюд бор связывается последними на сорбционном барьере. Таким образом, главными носителями бора являются гидрослюды, в меньшей степени — каолинит и монтмориллонит. Последние содержат бора на порядок меньше, вследствие чего большая часть бора, присутствующего в осадках, сосредоточена в глинистом веществе /Harder, 1961; Eager, 1962; Frederickson, 1962; Walker, 1966; Spears, 1965; Хар-

дер, 1965; Валиев и др., 1975; Лукашов, Дербинский, 1976; Щербов, Сухоруков, 1980; Щербов, 1982/.

Бор входит в структуру глинистых минералов, замещая алюминий и кремний в тетраэдрических слоях /Хардер, 1965; Stubican, Roy, 1962; Бершов, Марфунин, 1981/, где он прочно закреплен. При различных видах химической обработки, разрушающей до 85% образца, бор не удаляется. Лишь при прокаливании образца в течение 4 ч при 800°C теряется до 25% бора от его первоначального веса. Проведенные исследования позволяют считать, что содержание бора существенно не меняется последующими геологическими процессами, за исключением метаморфизма /Frederickson, Reynolds, 1960a,b; Harder, 1961; Reynolds, 1965a,b/.

Содержание бора в морской воде связано линейной зависимостью с соленостью. При поступлении в морской бассейн седиментации глинистые частицы дополнительно адсорбируют бор, количество которого зависит от их размера и минерального состава. Наиболее мелкие частицы определенного минерального состава связывают наибольшее количество бора. Содержание бора в естественных глинах более высокое, чем по данным расчета на простой модели адсорбции. Это расхождение обусловлено различным содержанием бора в глинистом веществе, поступающем из источников сноса, и разной способностью глинистых минералов адсорбировать бор /Frederickson, Reynolds, 1960a,b; Levinson, Ludwig; Lerman, 1966, 1979/.

Пески и песчаники не концентрируют заметных количеств бора из морской воды, однако в них содержится некоторое количество бора за счет турмалина. Морские аргиллиты всех геологических возрастов от мелководных прибрежных до глубоководных содержат B_2O_3 от 50 до 1000 г/т; соляные глины, образующиеся в рассолах, — до 5000 г/т. В континентальных глинах, бокситах и огнеупорных глинах содержание бора очень низкое. В карбонатных породах количество бора незначительно и зависит от содержания в них глинистого вещества: в известняках — 10 г/т, доломитах — 5 г/т. В морских железных рудах содержание B_2O_3 составляет от 50 до 1000 г/т, в морских глауконитах и шамозитах — 500 г/т /Coldschmidt, 1958/. В глинистом веществе палеозоя содержится в среднем 250 г/т бора /Акульшина, 1971/. Во фракции $>0,001$ мм переотложенных продуктов кор выветривания содержание бора колеблется от 25 до 130 г/т /Щербов, 1982/.

Титан в процессах выветривания гидролизуеться и остается в элювии или выносятся и переотлагается в составе глинистых минералов. Вынос титана может составлять до 31% от его содержания в исходной породе /Лисицына, 1973/. В профиле выветривания титан в основном связан с тонкими фракциями глин, где часто сорбирован как $TiO(OH)_4$ и $TiO(OH)_2$ на каолините. Растворимая часть TiO_2 , по-видимому, находится в форме геля; встречается титан и в виде очень тонких иголок рутила. Содержание титана возрастает с увеличением каолинита в глинистом веществе /Вернадский, 1934; Coldschmidt, 1958; Stoch, 1961/. Мобилизация титана на водосборах осуществляется в минеральной фазе в виде аксессуарных и глинистых минералов. Роль растворимых форм невелика. На распределение титана в терригенных осадках большое влияние оказывает климат. В тонкой части осадков экваториальной гумидной зоны титан концентрируется в глинистой фракции /Лисицын и др., 1980/.

В морских гидролизатных осадках большая часть титана находится в глинистом веществе, очевидно в форме тонкодисперсной аморфной или кристаллической двуокиси титана. Количество его в этих осадках пропорционально количеству алюминия — $4TiO_2 : 100Al_2O_3$ /Coldschmidt, 1958/. В морских и пресноводных пенсильванских глинах содержание титана одинаковое. Практически ти-

тан не поступает в море в растворах, из-за запретного ионного потенциала. Поэтому в эвапоритах титан отсутствует, за исключением количеств, связанных с глинами. В британских каменноугольных огнеупорных глинах находится 1-2% титана в форме анатаза, зерна которого соизмеримы с частицами каолинита /Goldschmidt, 1958/. В каменноугольных отложениях Московской синеклизы содержание титана колеблется от 170 г/т в карбонатах до 4000 г/т в глинах /Троицкая, 1979/. В глинистом веществе палеозоя содержание титана в среднем составляет 3000 г/т, максимальное - 15 000 г/т /Акульшина, 1971/.

Ванадий связан с глинистыми минералами и органикой и может переходить из органического вещества в глину. В профиле выветривания отмечается обогащение ванадием и строгая зависимость между ним и трехвалентным железом. При выветривании ванадий распределяется в глинистом веществе, при этом соотношение его с железом почти не меняется /Short, 1961/. При поступлении в море он также осаждается с глинистым веществом. При повышенном окислительном потенциале среды трехвалентный ванадий переходит в пятивалентную подвижную форму и мигрирует. Процессы сорбции могут удалять ванадий из растворов в морской воде. Окислы железа, магнезия, монтмориллонит и органическое вещество интенсивно адсорбируют ванадий /Краускопф, 1963; Холодов, 1967, 1973/. Имеющиеся данные о содержании ванадия в осадочных породах показывают преимущественную его концентрацию в осадках, обогащенных глинистым и органическим веществом и железных рудах (см. табл. 24).

Хром в природных соединениях встречается в различных валентностях (наиболее часто трехвалентный). В результате близости ионных радиусов с алюминием и железом наблюдаются изоморфные замещения этих элементов. Отношение между различными формами хрома в профиле выветривания определяется восстановительным действием органического вещества. При выветривании коренных пород хром мало подвижен, в зоне гипергенеза он мигрирует, как и железо, в основном в виде взвесей, иногда - в растворах /Пустовалов, Холодов, 1964/. Растворенный в морской воде он находится в форме хроматов в соотношении $1\text{Cr} : 300\text{Al}$, в верхней части литосферы - $1\text{Cr} : 400\text{Al}$ /Goldschmidt, 1958; Виноградов, 1957/. В пресноводных сланцах наблюдаются большие, чем в морских, концентрации хрома. Повышено его содержание в неметаморфизованных и слабометаморфизованных отложениях ордовика, связанных с корами выветривания. В известняках содержится 5 г/т хрома, в песчаниках 10-100, в сланцах 100-500, в глинистом веществе палеозоя в среднем 70 г/т /Катченков, 1959; Акульшина, 1971/.

Марганец в гипергенных процессах ведет себя по-разному. В двухвалентной форме он переносится в растворах и выпадает в сильнощелочных средах подобно магнезию, железу и никелю в виде гидратов основных солей, в трехвалентной легко осаждается при гидролизе солей в слабощелочных средах в виде труднорастворимых гидратов. В условиях доступа кислорода марганец находится в четырехвалентной форме /Суслов, 1964/. Марганец достигает океана в основном в растворенном виде или адсорбированным на глинах. В осадочных породах и глинах марганец связан с железом, в морских водоемах он мигрирует дальше других элементов группы железа, поэтому накапливается в карбонатных породах и встречается даже в ангидритах, где отсутствуют все другие элементы группы железа /Катченков, 1959; Хокс, Уэбб, 1964/. В осадочных породах среднее содержание марганца 530 г/т, в глинистых сланцах - 670 (в морских больше по сравнению с пресноводными), в карбонатных породах - 130, песчаниках - 380 г/т /Виноградов, 1956/. В глинистом веществе палеозоя марганца в среднем 250 г/т.

Поведение кобальта и никеля в зонах гипергенеза сходное. В геохимическом цикле они связаны с магнезией и железом. Значение истинных растворов в

миграции никеля и кобальта мало, главная роль принадлежит сорбции на глинистых частицах. Способность никеля к гидролизу способствует накоплению его в профиле выветривания, содержание кобальта в профиле выветривания увеличивается относительно железа /Хокс, Уэбб, 1964/. Кобальт и никель в значительных количествах отмечаются в нерастворимой части осадочных пород и в продуктах кор выветривания. В сланцах их содержание выше, чем в верхней литосфере, за счет концентрации в глинистых минералах. В известняках содержится 2–10 г/т кобальта, 3–10 г/т никеля, в песчаниках – до 10 г/т кобальта, 20–110 г/т никеля, в черных сланцах 5–50 г/т кобальта, 20–300 г/т никеля /Goldschmidt, 1958; Хокс, Уэбб, 1964/. В глинистом веществе палеозоя содержится кобальта 23 г/т, никеля 63 г/т /Акульшина, 1971/.

Медь в профиле выветривания убывает незначительно, что, вероятно, обусловлено сорбцией ее глинистым веществом и окислами железа. Максимальные потери меди установлены при выветривании базальтов. Известно относительное увеличение меди по сравнению с хромом (тоже устойчивым компонентом) в профилях выветривания на серпентинитах, при этом в верхних железистых горизонтах концентрация ее достигала 200 г/т. В профилях выветривания на гранитах отмечается слабое накопление меди, относительно выветривающихся пород концентрация меди здесь разнообразна, но в среднем довольно постоянна (~ 25 г/т) /Handbook of Geochemistry, 1974/. В кислой среде с pH ниже 5,5 подвижность меди высокая, в нейтральной и щелочной – слабая. Поведение меди в зоне гипергенеза обусловлено величиной pH, соосаждением с лимонитом, высокой степенью сорбции, отрицательными коллоидами – органическим веществом, кремнеземом, глинистым веществом /Перельман, Борисенко, 1962; Хокс, Уэбб, 1964; Heydeman, 1966/. В гумидных условиях медь, закрепленная на илстых и глинистых частицах, выносится в океан. Дальнейшее закрепление ее тонкими частицами продолжается в процессе осаждения их в бассейнах седиментации. При ограниченном количестве воды в восстановительных условиях катионы меди могут аккумуляроваться. Вещества с высокой адсорбционной способностью, к которым относится глинистое вещество (особенно монтмориллониты), окислы железа и органика адсорбируют медь из растворов от нескольких до сотен грамм на тонну. По данным разных исследователей, в докембрийских сланцах и глинах содержание меди колеблется от 3 до 300 г/т (в среднем ~ 60 г/т), в метаморфизованных сланцах – 45, во фракции $< 0,063$ мм – 100 г/т. В палеозойских сланцах среднее содержание меди 58 г/т, в силурийских – 65, в девонских – 23 г/т. Высокое содержание меди (42–300 г/т) установлено в глубоководных океанических осадках; в Атлантическом океане – от 130 до 157 г/т, в Индийском – от 36 до 460, в Тихом – от 50 до 1570 г/т. Медь содержится в известняках (5–20 г/т), песчаниках (10–40 г/т), сланцах (30–150 г/т), черных сланцах (20–300 г/т) /Хокс, Уэбб, 1964; Chaffee, 1976; Handbook of Geochemistry, 1974/. В глинистом веществе палеозоя содержится 112 г/т меди /Акульшина, 1971/.

Цинк обладает лито- и халькофильными свойствами, его геохимия определяется в основном сходством радиусов между двухвалентным цинком и металлами железисто-магнезиальной группы, особенно между цинком и железом. В профиле выветривания наблюдается обогащение цинком глинистой и, в меньшей мере, илистой фракцией /Chaffe, 1976/. В зоне гипергенеза наряду с другими малыми элементами цинк часто ассоциирует с окислами марганца, которые являются коллекторами многих рассеянных элементов. Самые высокие концентрации цинка встречаются в глинистых фракциях осадочных пород. В карбонатных породах он прочно закреплен глинистыми минералами /Chaffe, 1976/. Содержание цинка в докембрийских метаморфизованных сланцах колеблется от 5 до 300 г/т, в известняках – от 4 до 20, в песчаниках – от 5 до 20, в сланцах – от 50 до

300, в черных сланцах – от 100 до 1000 г/т /Хокс, Уэбб, 1964/. В глинистом веществе палеозоя содержится 123 г/т цинка /Акульшина, 1971/.

Галлий геохимически тесно связан с алюминием. Размеры трехвалентных катионов галлия и алюминия очень близки, поэтому большая часть галлия в литосфере связана с алюминиевыми минералами. В профиле выветривания наблюдается строгая согласованность между алюминием и галлием, унаследованная от материнских пород. Вынос галлия из кор выветривания незначителен (около 20% от исходного количества в коренной породе). В размерных фракциях кор выветривания он распределен так же равномерно, как алюминий с тенденцией к обогащению тонких фракций /Лисицына и др., 1973/. При сильно выщелачивании галлия выносятся больше, поэтому в сильно выветрелом профиле наблюдается увеличение отношения алюминий – галлий /Борисенок, 1971/. В зоне гипергенеза при pH = 4–9 галлий и алюминий образуют трехвалентные катионы, гидроксиды или анионы. При pH = 3,5–4 гидроксид алюминия сорбирует на себе гидроксид галлия, образуя прочное соединение, которое выносятся в море в виде тонкой взвеси. В осадках Атлантического океана гидрогенная форма галлия составляет более половины от валового содержания, другая часть имеет литогенную форму, преобладающую в терригенных осадках /Лукашин, Лисицын, 1980/. Большая часть галлия из разложившихся алюмосиликатов связана с алюминием в глинистых минералах и бокситах. В морских карбонатных осадках количество галлия мало и весь он связан с глинистым веществом /Goldschmidt, 1958/. Больше всего галлия (до 0,1%) в глинах и глинистых породах, особенно в осадках, отлагавшихся вблизи области сноса /Ронов, Мигдисов, 1965; Борисенок, 1971; Иткина, 1965/. В глинистом веществе палеозоя содержание галлия в среднем равно 19 г/т /Акульшина, 1971/.

Стронций в геохимических процессах участвует в виде двухвалентного катиона, образуя устойчивые растворы. Высокая миграционная способность позволяет высвобождаться при выветривании стронция выноситься в моря и океаны, не задерживаясь в делювиальных и аллювиальных отложениях. При смешивании пресных вод с морскими он продолжает миграцию в морских бассейнах. Как и калий, стронций прочно закрепляется на глинистых минералах, поэтому значительная его часть поступает в осадки благодаря сорбции главным образом глинистыми частицами. В морские осадки стронций попадает и биогенным путем со скелетами организмов. При повышенной солености морской воды (в 4–5 раз выше нормальной) стронций осаждается в виде целестина /Бурков, 1964/. Среднее содержание стронция составляет в песчаниках 20 г/т, в глинах и сланцах – 300, в карбонатных породах – 610 г/т /Виноградов, 1956; Turekian, Wedepohl, 1961/. В глинистом веществе палеозоя содержится 400 г/т стронция /Акульшина, 1971/.

Цирконий, переходящий при выветривании в подвижные формы, соосаждается с гидроокислами железа, титана и адсорбируется глинистым веществом. В миграции растворимых форм циркония в кислых средах большое значение имеют комплексные соединения с минеральными кислотами и гидроксидокомплексы. В нейтральных средах миграция происходит в коллоидной форме в виде комплексных соединений с органическим веществом, в щелочных – в виде гидроксиданитов и карбонатных комплексов. Растворимость циркония увеличивается в щелочной среде /Degenhardt, 1957; Пачаджанов и др., 1981/. Содержание его в осадках зависит от климата и фациальных условий /Keith, Degens, 1959; Ронов, Мигдисов, 1965; Пачаджанов и др., 1981/. В карбонатных породах цирконий концентрируется в нерастворимом остатке. В глинистом веществе он находится в виде нерастворимого остатка, в цирконийсодержащих минералах – в виде реликтов циркона. В титановых минералах содержится до 3000 г/т циркония, в осадочных породах – от 150 до 200 г/т, наибольшие количества его концен-

трируются в глинах и бокситах; в отложениях гумидного климата - 385 г/т, аридного - 166 г/т /Keith, Degens, 1959; Ронов и др., 1961; Пачаджанов и др., 1981/. В глинистом веществе палеозоя содержится 83 г/т циркония.

Барий при выветривании растворяется и в зоне гипергенеза перемещается в виде растворов. При смешивании пресных и морских вод барий переходит в труднорастворимую форму сульфата и осаждается в прибрежных осадках, пелагические осадки барием обеднены. В известняках содержится 20-200 г/т бария, в песчаниках - от 100 до 500 г/т, в сланцах - от 300 до 600, в черных сланцах от 450 до 700 г/т /Short, 1961; Хокс, Уэбб, 1964/. По данным А.П. Виноградова и А.Б. Ронина /1956/, содержание бария в карбонатных породах Русской платформы зависит от количества нерастворимого остатка. В глинистом веществе палеозоя содержится 150 г/т бария /Акульшина, 1971/.

Свинец при выветривании образует растворенные катионы, которые принимают участие в процессах адсорбции и ионного обмена с глинистым веществом, создавая таким образом концентрации свинца в глинистой фракции. В глинистых минералах установлены довольно четкие связи двухвалентного свинца. Близость ионных радиусов со стронцием, барием, калием и кальцием определяет замещение этих элементов свинцом. Большая часть свинца осадочных пород находится в глинистой, битуминозной и кремнистой частях. Главной формой миграции свинца является адсорбция тонкой и тончайшей взвесью, поэтому его содержание в осадках увеличивается от берега к центру водоема, наиболее высокие концентрации приурочены к глинистым осадкам /Goldschmidt, 1958; Short, 1961; Лубченко, Холодов, 1982/.

Глинистое вещество может адсорбировать из растворов от 25 до 2500 г/т свинца в зависимости от концентрации его в суспензии и рН среды. По данным разных исследователей, в докембрийских метаморфизованных сланцах содержание свинца в среднем равно 20 г/т, во фракции <0,063 мм - 40 г/т. В глинистых сланцах и глинах палеозоя - 17-27 г/т, в мезозойских морских сланцах - 27, в каменноугольных и пермских отложениях Московской и Тунгусской синеклиз - 6-15, в глинах Атлантического океана - от 20 до 100, Тихого - от 10 до 50, Северного - от 20 до 120 г/т. Глинистое вещество палеозоя содержит 16 г/т свинца /Акульшина, 1971; Handbook of Geochemistry, 1974; Chaffee, 1976; Тройцкая, 1979; Позднепалеозойский литогенез..., 1983/. По данным И.Ю. Лубченко и В.Н. Холодова /1982/, современные высокие концентрации свинца связаны с подводными и наземными термальными системами. Современный осадочный процесс не создает рудных концентраций его.

Распределение малых элементов в профиле выветривания больше обуславливается интенсивностью выветривания, чем составом материнских пород. Титан, кобальт, хром, никель, ванадий, свинец, цинк и медь накапливаются в профиле выветривания, обогащая глинистое вещество, в то время как калий, натрий и кальций выносятся из него. Форма миграции того или иного элемента зависит от физико-химической обстановки выветривания. Так свинец, цинк, медь, марганец, никель, кобальт и другие элементы перемещаются как в составе взвесей, так и в виде растворов. Соотношение взвешенной и растворенной форм переноса зависит в основном от интенсивности химического выветривания. Чем интенсивнее химическое выветривание на континенте, тем большая часть всех элементов поступает в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. При такой форме миграции значительная часть химических элементов адсорбируется глинистой частью осадков и доставляется в пелагическую зону бассейна осадконакопления /Страхов, 1960, 1976/.

В процессе современной седиментации максимальная интенсивность выветривания наблюдается в экваториальной зоне, где она в 20-40 раз протекает быстрее, чем в умеренных зонах. Из экваториальной зоны поставляется са-

мый тонкий осадочный материал, в максимальных количествах, в стадии глубокой переработки и с наибольшим выходом растворимой части. При этом суммарный вынос меди, цинка, кобальта, никеля, свинца, хрома, ванадия, циркония, галлия и марганца составляет 40–60% от исходного содержания их в породах /Лисицын, 1978/. Известно, что наименее подвижными и наименее растворимыми являются ванадий, хром, титан, цирконий; средней подвижностью обладают свинец, цинк, мышьяк; наиболее подвижны марганец, кобальт, никель, медь, они мигрируют преимущественно в виде растворов /Перельман, Батулин, 1962/. Однако реальная подвижность элемента определяется не только соотношением его растворенной и взвешенной частей, но и распределением элемента по гранулометрическим фракциям взвеси. Усиленное концентрирование в субколлоидной фракции ($< 0,001$ мм) повышает миграционную способность свинца, цинка, меди, кобальта и других элементов /Лубченко, Белова, 1973; Страхов, 1976/. Субколлоидальная фракция (глинистое вещество) представляет собой тонкодисперсный материал, поэтому особенно большое значение приобретают процессы сорбции, которые являются очень важным геохимическим фактором концентрации химических элементов. При этом поглощение происходит из далеко не насыщенных и сильно разбавленных растворов /Шербина, 1972; Лисицын, 1978/. Уже в речных взвесах железо, никель, медь, молибден, свинец, цинк, фосфор избирательно адсорбируются субколлоидальной фракцией /Лубченко, Белова, 1973/. Одним из главных механизмов осаждения из морской воды цинка, свинца, никеля, кобальта, хрома, ванадия и других элементов является сорбция окислами, гидроокислами железа, магния и глинистым веществом /Krauskopf, 1956/. О больших количествах вещества, переносимого взвесью в сорбированном виде, свидетельствует огромная удельная поверхность некоторых образований в донных осадках, составляющая около $400 \text{ м}^2/\text{г}$ для филлинита, $100\text{--}400 \text{ м}^2/\text{г}$ – для силикагеля. Площадь поверхности частиц взвеси с учетом коллоидных частиц, находящихся под 1 м^2 океана, составляет сотни тысяч квадратных метров. Средняя площадь поверхности 1 г осадка $5\text{--}40 \text{ м}^2$ /Лисицын, 1964, 1978/.

При изучении терригенной седиментации в океане А.П. Лисицыным /1978/, установлено, что в гранулометрическом спектре осадочного материала, поступающего в Мировой океан с суши, резко преобладает (67,0%) пелитовая размерность частиц. Значительно меньшую долю составляет песчано-алевролитовая фракция (26,4%). Наиболее тонкая субколлоидальная фракция ($< 0,001$ мм) содержится во взвеси в количестве от 30 до 90% и более. Для субколлоидальной фракции характерно высокое ее содержание вдали от берегов. Тончайшая взвесь экваториальной зоны проникает на расстояние более 1 тыс. км от устья рек. Однако пелагической части океана достигает лишь 7,7% терригенного материала, а остальные 92,3% осаждаются близ берегов и в краевых морях.

Интенсивное обогащение глинистого вещества осадочных пород химическими элементами подтверждается многочисленными физико-химическими исследованиями. Из них следует, что медь, кобальт, цинк, ванадий, свинец в наибольшей степени концентрируются в глинистом веществе /Harowitz, 1974; Holmes, 1976; Chaffee, 1976/. Доказано, что в каолините поглощенный натрий может замещаться медью. Вещества с высокой адсорбционной способностью (монтмориллонит, окислы железа) могут фиксировать из растворов до 100 г/т меди. Монтмориллонит и каолинит могут адсорбировать от 25 до 2500 г/т свинца, что зависит от концентрации его в суспензии, а также от pH раствора. Адсорбция свинца глинистыми минералами увеличивается в пресных водах. Предполагается, что свинец адсорбируется как $\text{Pb}(\text{OH})_2$, PbCO_3 или Pb^{+2} , занимая позиции калия в глинистых минералах /Krauskopf, 1956; Handbook of Geochemistry, 1974; Mc Bride, 1978/. В штате Арканзас (США) обнаружена смешанослойная глина диоктаэдрической структуры, имеющая 80% расширяющих-

ся слоев и содержащая 1,5% ванадия в октаэдрических позициях, где присутствуют также железо, алюминий, титан и магний. В настоящее время ванадий-титаноносная глина добывается в качестве руды ванадия /Mc Cormick, 1978/. Приведенные выше данные подтверждают представление /Спенсер и др., 1972/ о том, что распределение химических элементов в осадках контролируется неравновесными процессами и обусловлено очень многими факторами: составом пород источника сноса; условиями среды, в которой происходит выветривание; природой процесса переноса; условиями среды на месте отложения осадка; тектоническими и диагенетическими процессами; а также вулканическими явлениями в течение цикла выветривание – перенос – отложение.

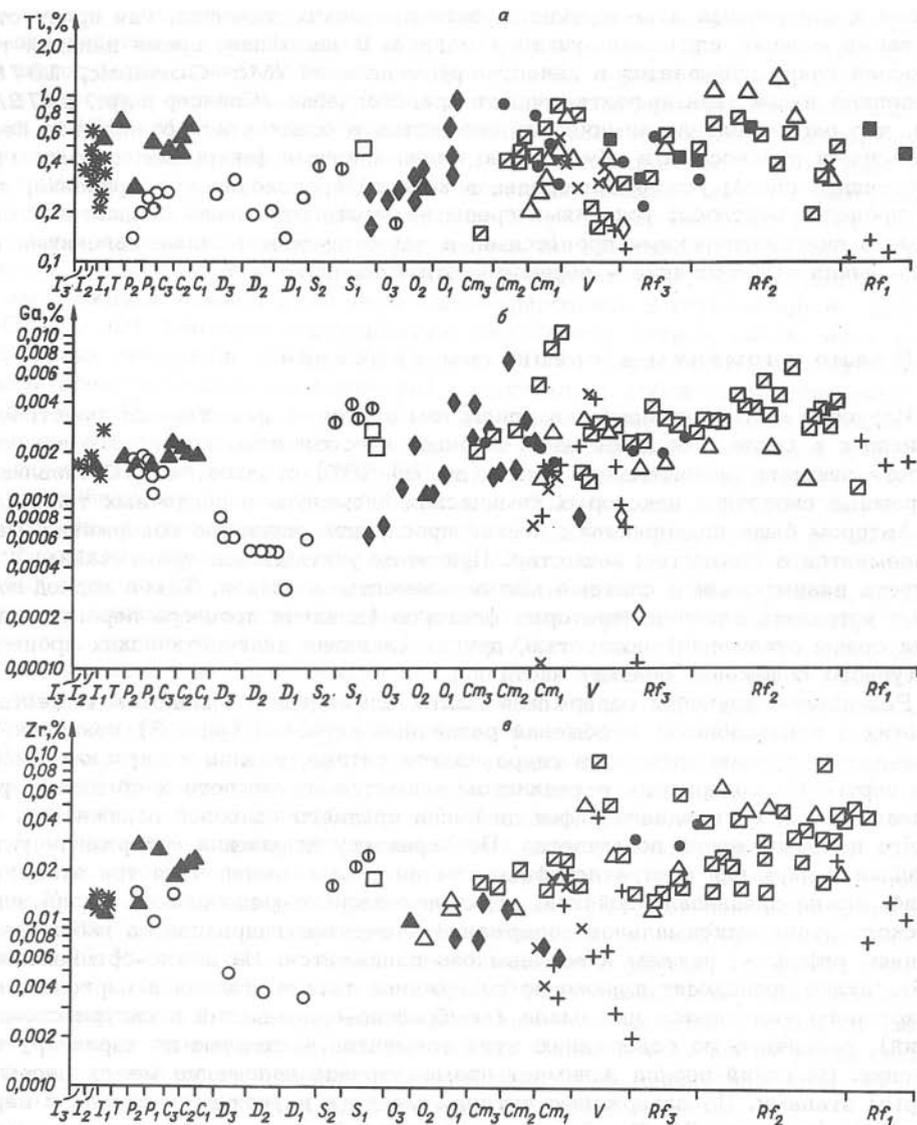
Малые элементы в глинистом веществе

Изучение малых элементов в глинистом веществе представляет практический интерес в связи с большой адсорбционной способностью глинистого вещества, составляющего значительную часть (до 70–80%) осадков, что обуславливает огромное скопление некоторых химических элементов в осадочных толщах.

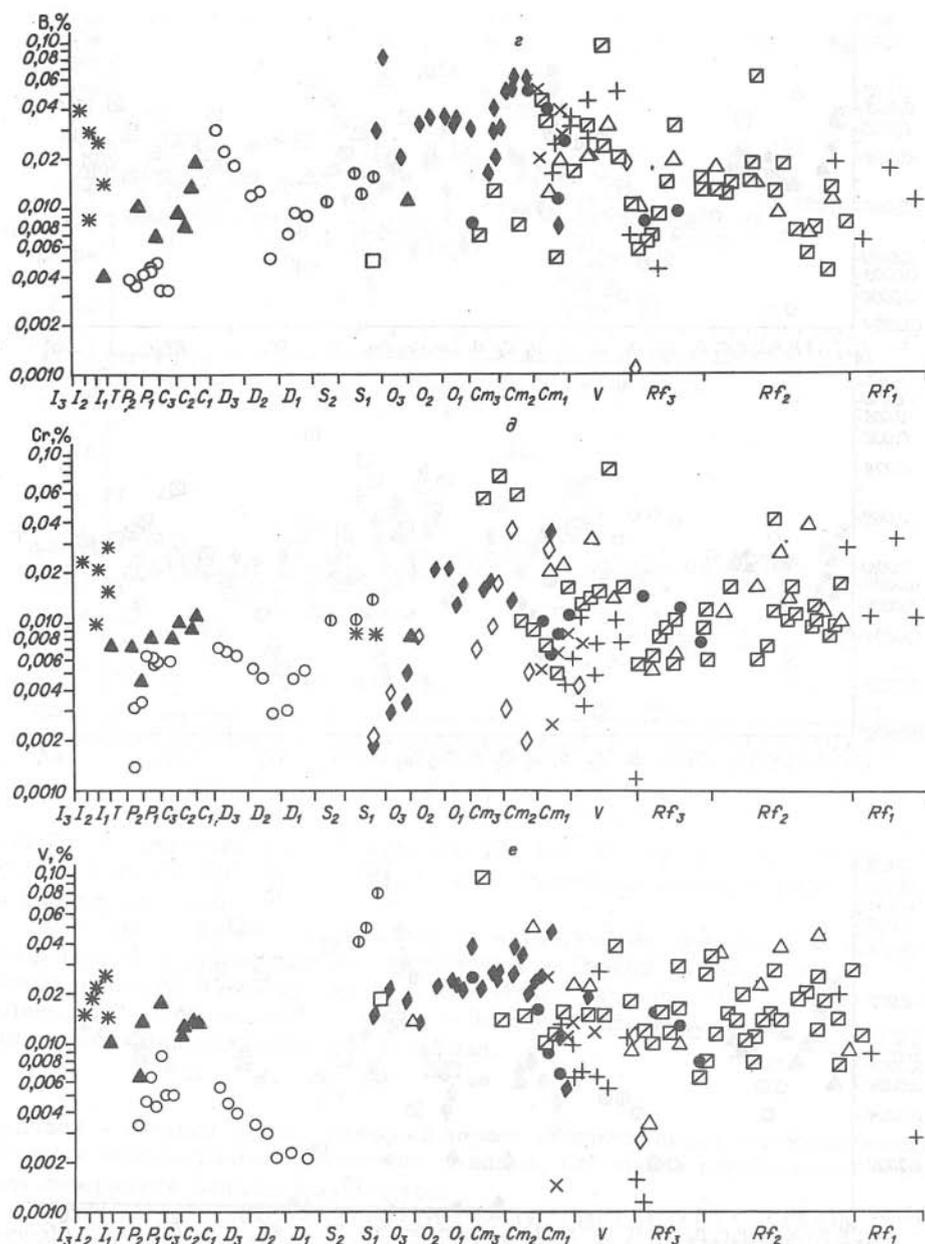
Автором была предпринята попытка проследить эволюцию содержания малых элементов в глинистом веществе. При этом учитывалась чрезвычайная сложность взаимосвязи в системе малые элементы – осадок. Такой подход позволяет устранить влияние некоторых факторов (влияние процесса переноса, динамика среды отложения) полностью, других (влияние диагенетических процессов, структурного положения осадка) частично.

Результаты изучения содержания малых элементов в глинистом веществе рифейских и фанерозойских отложений различных регионов (рис. 3) показали, что поведение группы элементов гидролизатов титана, галлия и циркония имеет общие черты. Их содержание в глинистом веществе от нижнего к среднему рифею повышается, от среднего рифея до конца среднего палеозоя понижается, с верхнего палеозоя вновь повышается. По характеру изменения содержания титана, галлия и циркония в стратиграфическом интервале выделяется три этапа: рифейский, нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский. В пределах рифейского этапа максимальное содержание элементов гидролизатов наблюдается в среднем рифее, в нижнем и верхнем оно понижается. На нижне-среднепалеозойском этапе происходит понижение содержания титана, галлия и циркония, на фоне которого выявляются два цикла /кембрийско-ордовикский и силурийско-девонский), различные по содержанию этих элементов и сходные по характеру его изменения. Вендский период занимает промежуточное положение между первым и вторым этапами. По содержанию титана, галлия и циркония он связан с верхним рифеем (см. рис. 3). В начале верхнепалеозойско-мезозойского этапа содержание элементов гидролизатов повышается, при этом концентрация титана и галлия достигает ниже- и верхнерифейского уровней, циркония – среднекембрийского и силурийского. Характер изменения концентрации титана, галлия и циркония в глинистом веществе осадков рифея и фанерозоя в общем виде отражает изменения интенсивности химического выветривания на данном интервале истории Земли.

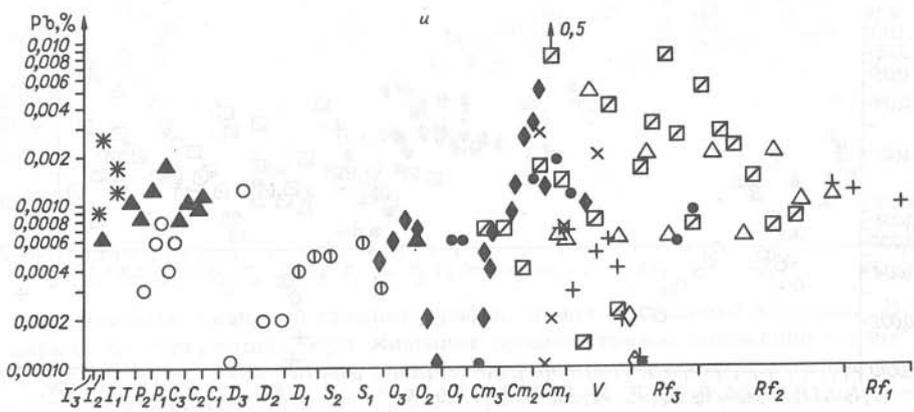
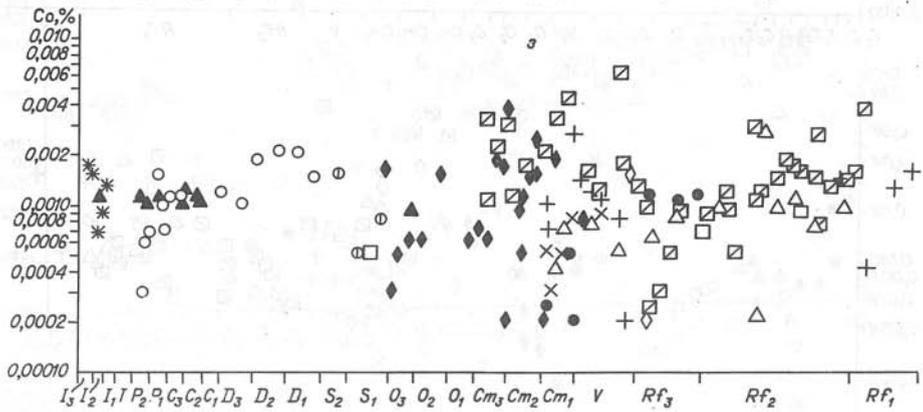
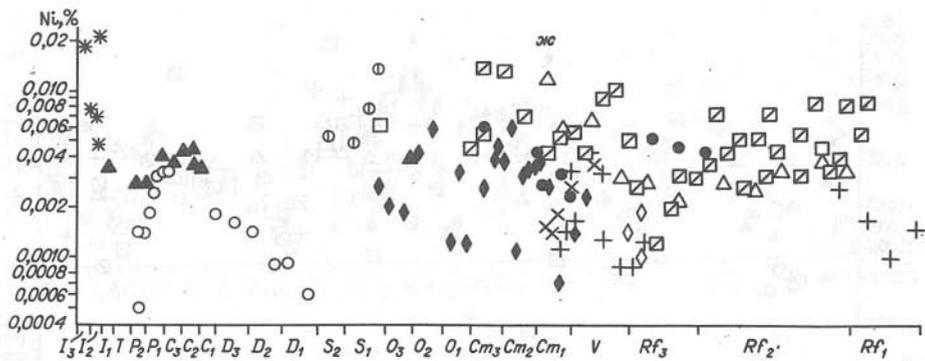
Изменение концентрации бора в глинистом веществе в стратиграфическом интервале рифей – фанерозой имеет тоже три этапа (см. рис. 3,г). На первом этапе в нижнем рифее она увеличивается, в среднем – достигает максимума, в верхнем – понижается. На втором этапе концентрация бора возрастает в нижнем кембрии, достигает высоких значений в среднем и понижается в ордовике, силуре, нижнем и среднем девоне. Верхний девон и нижний карбон характеризуются повышением содержания бора в глинистом веществе, которое, однако, не дости-



гает максимальных значений среднего рифея, венда и среднего кембрия. Вендский период по содержанию бора занимает промежуточное положение между рифеем и кембрием и более близок последнему. Таким образом, изменение содержания бора в глинистом веществе рассматриваемого стратиграфического интервала делится на три этапа, но характер этого изменения отличается от такового титана, галлия и циркония. Различие проявляется в смещении главного максимума содержания бора по стратиграфической шкале в более поздние интервалы. Титан и цирконий имеют максимумы содержания в среднем рифее и венде, галлий – в среднем рифее и нижнем кембрии, бор – в среднем рифее, венде, среднем кембрии, нижнем силуре. Причина высокой концентрации бора в глинистом веществе на нижне-среднепалеозойском этапе в том, что его содержание в значительной мере зависит от фациальных условий осадконакопления. Наиболее высокие концентрации бора находятся в глинистом веществе морских отложений /Акулышина, 1980/.



В глинистом веществе рифея и фанерозоя содержится от 0,001 до 1,10% хрома. Изменение концентрации хрома в данном стратиграфическом интервале делится на три этапа. Рифейский этап характеризуется повышением содержания хрома в среднем рифее, понижением — в нижнем и верхнем. Нижне-среднепалеозойский имеет максимальные содержания хрома в начале этапа и минимальные — в конце. Вендский период по содержанию хрома занимает переходное положение между рифейским и ниже-среднепалеозойским этапами и, видимо, теснее связан с верхним рифеем. В начале верхнепалеозойско-мезозойского этапа содержание



хрома возрастает, в юре и мелу оно достигает рифейских значений (см. рис. 3, д).
 Содержание ванадия в глинистом веществе находится в пределах, близких для хрома (0,001–0,10%), но распределение его по стратиграфическому интервалу несколько отличается от последнего. На рифейском этапе распределение хрома и ванадия сходно. На ниже–среднепалеозойском более высокие относительно рифея содержания ванадия сохраняются до девона, где резко понижается (см. рис. 3, е). Особенностью распределения ванадия является смещение границы ниже–среднепалеозойского и верхнепалеозойско–мезозойского этапов на ниж–

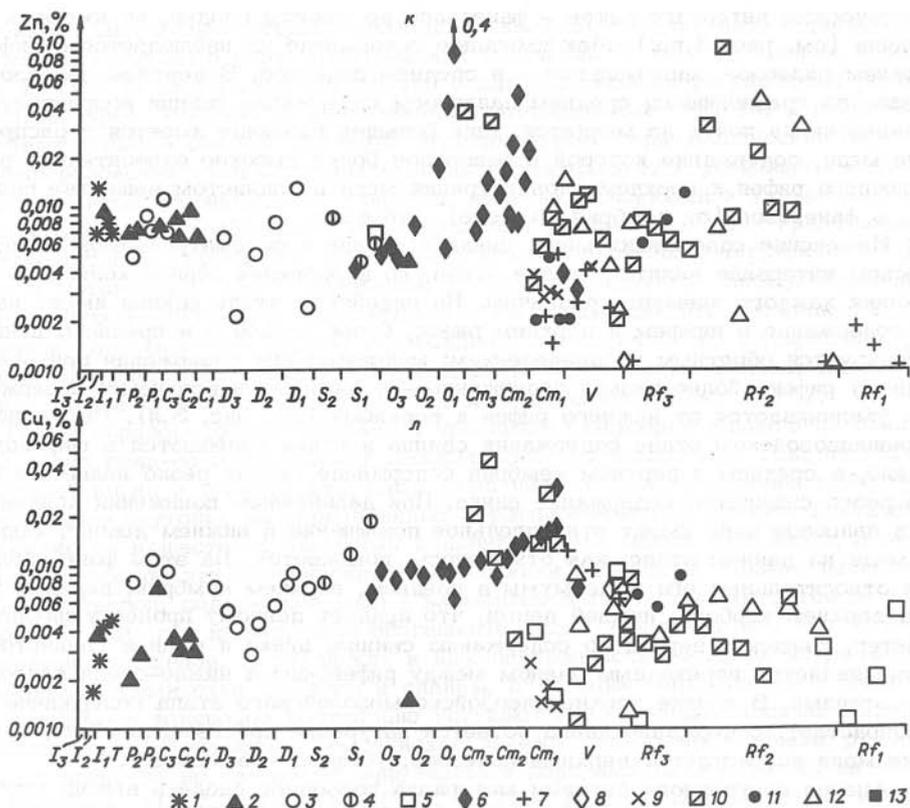


Рис. 3. Содержание Ti (а), Ga (б), Zr (в), В (г), Cr (д), V (е), Ni (ж), Со (з), Pb (и), Zn (к), Cu (л) в глинистом веществе рифея и фанерозоя разных регионов.

1 - Енисей-Хатангская впадина; 2 - Тунгусская синеклиза; 3 - Норильский район; 4 - Прибалтийская синеклиза; 5 - Горный Алтай, Тува; 6 - Туруханский район; 7 - Анабарский шит; 8 - Игарский район; 9 - среднее течение р. Лены; 10 - Енисейский краж; 11 - Западное Прибайкалье; 12 - Учуро-Майский, Юдомо-Майский районы; 13 - Урал.

ний девон - верхний силур. Вендский период является промежуточным между рифейским и ниже-среднепалеозойским этапами. От начала верхнепалеозойского этапа содержание ванадия повышается.

В глинистом веществе содержится от 0,0005 до 0,018% никеля и от 0,0002 до 0,006% кобальта. Распределение их по стратиграфическому интервалу весьма сходно (см. рис. 3, ж, з). На рифейском этапе различие заключается в разной их концентрации в глинистом веществе. На ниже-среднепалеозойском их поведение различно в девоне (содержание никеля понижается, кобальта - повышается). Отмечается большое сходство в распределении по стратиграфическому интервалу ванадия и никеля, для которых граница ниже-среднепалеозойского и верхнепалеозойско-мезозойского этапов смещается на девон - силур.

В глинистом веществе рифея и фанерозоя содержится от 0,0001 до 0,5% свинца и от 0,001 до 0,4% цинка. Характер изменения их концентрации в стра-

тиграфическом интервале рифей – фанерозой во многом сходен, но имеются и различия (см. рис. 3, и, к). Максимальное содержание их наблюдается в рифее и нижнем палеозое, минимальное – в среднем палеозое. В верхнем палеозое и мезозое по сравнению со средним палеозоем содержание свинца возрастает, содержание цинка почти не меняется. Еще большее различие имеется в распределении меди, содержание которой в фанерозое более высокое относительно рифея. От нижнего рифея к верхнему концентрация меди в глинистом веществе возрастает, в фанерозое (от кембрия до мела) – убывает.

Изменение содержания меди, цинка и свинца в рассматриваемом стратиграфическом интервале делится на три этапа, но в пределах этапов колебания содержания каждого элемента различны. На рифейском этапе свинец имеет наибольшее содержание в нижнем и верхнем рифее, более низкое – в среднем; цинк характеризуется обратным распределением; максимум его содержания приурочен к среднему рифею, более низкое содержание – к нижнему и верхнему; содержание меди увеличивается от нижнего рифея к верхнему (см. рис. 3, л). На нижне-среднепалеозойском этапе содержания свинца и цинка колеблются в широком интервале, в среднем и верхнем кембрии содержание свинца резко падает, в ордовике резко снижается содержание цинка. При дальнейшем понижении концентрации в палеозое цинк имеет относительное повышение в нижнем девоне. Содержание меди на данном этапе, как отмечалось, понижается. На этом фоне наблюдаются относительные его максимумы в среднем, верхнем кембрии, верхнем ордовике, верхнем карбоне, нижней перми, что придает данному процессу циклический характер. Вендский период по содержанию свинца, цинка и меди в глинистом веществе является переходным звеном между рифейским и нижне-среднепалеозойскими этапами. В начале верхнепалеозойско-мезозойского этапа содержание свинца возрастает, содержание цинка остается на уровне среднепалеозойского, содержание меди возрастает в верхнем палеозое, убывает – в мезозое.

Анализ полученного автором материала позволяет сделать вывод, что концентрация малых элементов в глинистом веществе в интервале рифей – фанерозой меняется направленно. Среднее содержание бора, титана, циркония, галлия, хрома, ванадия, кобальта, никеля, свинца и цинка убывает, меди – возрастает от древних отложений к более молодым. В данном интервале четко выделяются два этапа изменения концентрации малых элементов: рифейский и фанерозойский. На фоне общей тенденции убывания содержания малых элементов в разрезе рифей – фанерозой имеются стратиграфические уровни, на которых концентрация химических элементов резко возрастает, придавая этому процессу четко выраженную циклическость. Подобное распределение концентраций малых элементов обусловлено многими факторами, главными из которых являются состав выветривающего субстрата и физико-химические условия среды выветривания, продуцирующего глинистое вещество. Влияние состава пород питающих провинций на содержание химических элементов в осадках хорошо изучено. Известно, что размеры выходящих на дневную поверхность площадей изверженных и метаморфических пород в ходе геологической истории уменьшались, а размеры площадей осадочных пород возрастали /Страхов, 1960; Ронов и др., 1972; Холодов, 1981/. Рифейский этап осадконакопления характеризуется возникновением габбро-анортозитовых поясов в местах сопряжения сформировавшихся платформ с прилегающими геосинклиналями. В краевых частях платформ и особенно в примыкающих рифейских геосинклиналях формировались мощные комплексы осадочных пород, для которых питающие провинции имели габбро-анортозитовые интрузии. На окраинах Сибирской платформы известно несколько таких массивов с высоким содержанием железа, магния, титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта и других элементов. В рифейский период осадконакопления резко сокращаются масштабы эффузивной деятельности, усиливается интрузивная. В осадочных породах рифея увеличивается доля

хемогенных, биогенных и терригенно-глинистых образований, широко распространяются каолиновые коры выветривания /Страхов, 1963; Тугаринов, Войткевич, 1970/. В результате усиленного осадкообразования развиваются геосинклинали, которые замыкаясь, увеличивают платформенные области, и непрерывно возрастает толщина осадочного чехла перекрывающего кристаллические породы.

Фанерозойский этап осадконакопления характеризуется убыванием магматического процесса, уменьшением площадей, занятых основными и ультраосновными магматическими породами, и относительным увеличением доли гранитоидов. В составе питающих провинций осадочные отложения вытесняют интрузивные, эффузивные и метаморфические образования. Каждое последующее складкообразование, формирующее питающую провинцию для смежных эпиконтинентальных водоемов, вводит все меньшую порцию ювенильного магматического материала. Преобладают осадочные материалы с более низким содержанием железа, марганца, ванадия, титана, никеля и других рудных элементов /Холодов, 1975/.

Таким образом, состав питающих провинций оказывает влияние на геохимический облик осадков и определяет необратимые его изменения. Так, на рифейском этапе, когда в области денудации были широко распространены габбро-анортозитовые плутоны, на определенных стратиграфических уровнях накапливалось глинистое вещество с высокими концентрациями малых элементов, в венде и нижнем палеозое эти концентрации были близки рифейским. Позже, начиная со среднего палеозоя, содержание малых элементов в глинистом веществе резко понизилось, а там, где происходило обогащение малыми элементами, оно не достигало прежних пределов. В рифейских и нижнепалеозойских осадках встречаются ванадиеносно-кремнистые фтаниты и сланцы, пластовые марганцевые и железные руды, которые в фанерозое постепенно уступают место ванадиеносным оолитовым железным рудам. Вендские и кембрийские залежи железо-марганцевых руд и ванадиевых фтанитов не связаны с эффузивными породами ни в разрезе, ни на площади /Холодов, 1967, 1970а,б, 1973, 1975/. Главная масса рудного материала поступала с вендских и кембрийских континентов; поступление его особенно усиливалось в обстановке тропического климата. В результате переотложения материала в вендско-кембрийском палеобассейне создавался геохимический фон, который стимулировал развитие осадочного рудогенеза. Вендско-кембрийский этап четко выделяется повышенным содержанием бора, титана, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди, цинка и свинца в глинистом веществе.

Чередование эпох усиленного выветривания и пенепленизации континентов с эпохами орогенических движений, связанных с трансгрессиями и регрессиями морских водоемов, обусловило образование в интервале рифей – фанерозой периодически повторяющихся уровней повышенного содержания малых элементов в глинистом веществе. Характеристика этих процессов, полученная на основе геохимических параметров глинистого вещества, и их эволюция рассматриваются далее.

Эволюция условий глинообразования

Особенности геохимии алюминия, титана, калия, натрия, бора, галлия и других элементов в гипергенезе позволяют использовать их соотношение в глинистом веществе для выявления физико-химической среды и характера процесса глинообразования на водосборной суше и в бассейне седиментации.

Особый интерес представляют отношения алюминий – натрий, калий – натрий ($Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$), показывающие степень химической дифференциации пород суши и продуктов их разрушения /Акульшина, Писарева, 1970; Акульшина, 1971, 1973, 1976, 1980а/. В стратиграфическом интервале рифей – фанерозой в пределах Сибирской платформы, ее обрамления, Западно-Сибирской плиты, Хатангской впадины, Анабарского щита и других регионов значительные отношения алюминий – натрий (снизу вверх) понижается. На фоне направленного процесса происходит периодическое чередование повышения и понижения этой величины (рис. 4).

В нижнем рифее величины отношения алюминий – натрий, калий – натрий в глинистом веществе максимальные, по разрезу нижнего рифея направленно и периодически меняются, образуя единый цикл высшего ранга. Аналогичные изменения выявлены в среднем и верхнем рифее, в разрезах которых также выделяются циклы высшего ранга. Изменения геохимических параметров, проявившиеся на границе среднего и верхнего рифея, возможно, отражают цикл меньшего ранга, сопоставимого с рангами циклов в фанерозое. Фанерозойские циклы более детально изучены и имеют следующую продолжительность в миллионах лет: нижневендский ~ 75 млн. лет; верхневендско-нижнекембрийский 60 млн. лет; среднекембрийско-среднеордовикский 70 млн. лет; верхнеордовикско-верхнедевонский 90 млн. лет; нижнекаменноугольно-верхнепермский 90 млн. лет; триас-юрский ~ 103 млн. лет; меловой – ?

В пределах каждого полного цикла независимо от его ранга изменяются геохимические параметры ($Al_2O_3 : Na_2O; K_2O : Na_2O$) одинаково. В начале цикла значения геохимических параметров высокие, в первой половине они начинают понижаться, примерно в средней части достигают минимума и к концу цикла снова повышаются. По убыванию или возрастанию геохимических параметров выделяются трансгрессивные и регрессивные части цикла. Трансгрессивная часть цикла высшего ранга состоит из циклов низшего ранга, в которых каждый вышележащий (более поздний) характеризуется все более высокими значениями $Al_2O_3 : Na_2O; K_2O : Na_2O$. В регрессивной части цикла высшего ранга каждый вышележащий цикл меньшего ранга характеризуется все более низкими значениями этих параметров. Таким образом, циклы низшего ранга создают генетически направленный ряд, являющийся циклом высшего ранга. Циклы высокого ранга, составляющие стратиграфический интервал рифей – фанерозой, представляют закономерно построенный ряд, в котором геохимические особенности меняются периодически и необратимо. Уменьшение величин $Al_2O_3 : Na_2O; K_2O : Na_2O$ характеризует этот ряд как регрессивную часть возможно какого-то цикла высочайшего ранга (см. рис. 4).

Ниже приведены примеры строения некоторых циклов высокого ранга или их отдельных частей, выделенных в морских и континентальных отложениях платформ, краевых прогибов и миогеосинклиналией.

В нижнем рифее на Анабарском щите в отложениях мукунской серии выделяется цикл высокого ранга, характеризующийся более высокими значениями $Al_2O_3 : Na_2O; K_2O : Na_2O$ в нижней пачке ильинской и верхней пачке лабазтахской свит и относительным понижением их в верхней пачке ильинской

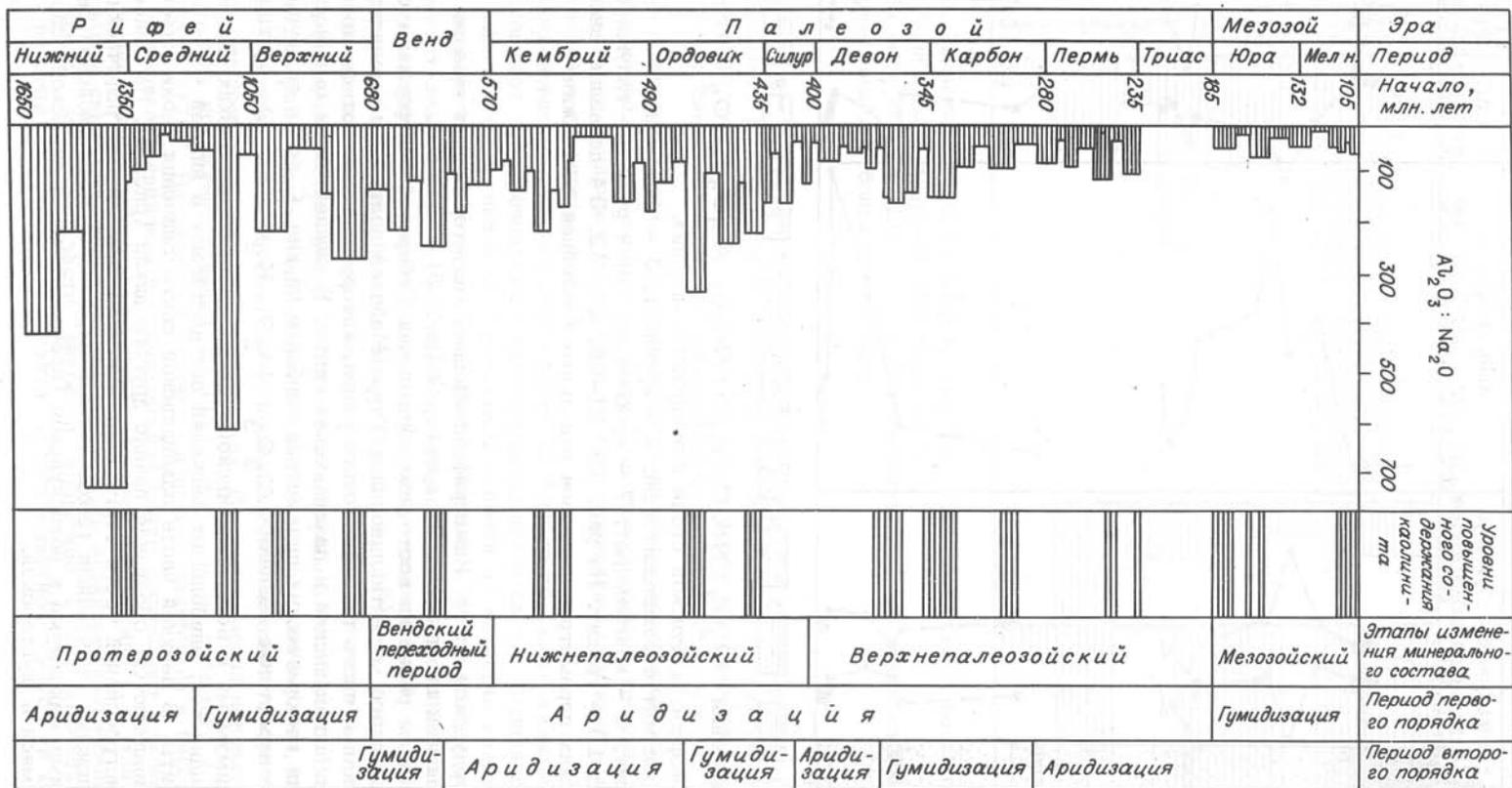


Рис. 4. Изменение интенсивности химического выветривания ($Al_2O_3:Na_2O$) и климата в течение рифея и фанерозоя.

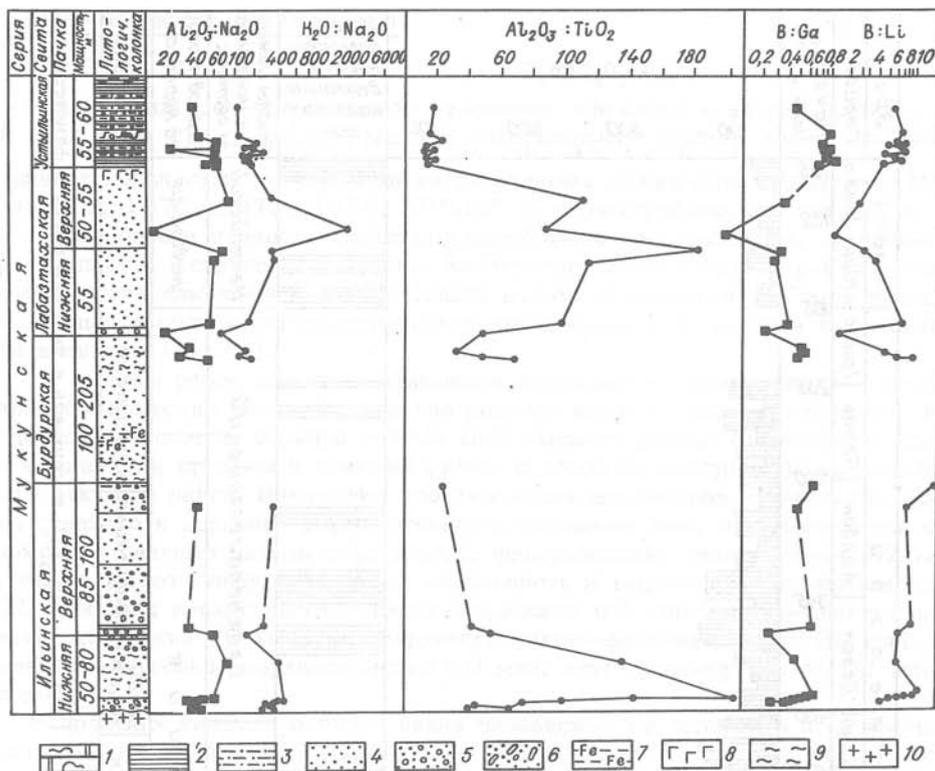


Рис. 5. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$, $B : Ga$, $B : Li$ в разрезе мукунской серии Анабарского массива.

1 - доломит строматолитовый; 2 - аргиллит; 3 - алевролит; 4 - песчаник; 5 - гравелит; 6 - конгломерат; 7 - прослой железных руд; 8 - глауконит, 9 - знаки ряби; 10 - гранит. На рис. 19, 21-25, 27, 32, 34 показаны значения геохимических параметров разрезов отдельных бассейнов и скважин.

свиты и бурдурской свите. Нижнерифейский цикл характеризуется самыми высокими значениями геохимических параметров (рис. 5).

В среднем рифее на восточном обрамлении Сибирской платформы в отложениях Верхоянского мегантиклинория и Учуро-Майской платформы выделяется трансгрессивная часть цикла высокого ранга, которую составляют омнинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты. В нижней части омнинской свиты значения геохимических параметров наиболее низкие. С конца ее начинается импульсное нарастание величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ с относительно высокими максимумами в верхах омнинской - низах малгинской, верхах малгинской - низах ципандинской, наибольших значений они достигают в нижней части лахандинской свиты. В верхней части лахандинской свиты значения геохимических параметров понижаются, обозначая начало другого цикла (рис. 6). На Енисейском крае трансгрессивной части этого цикла соответствует стратиграфический интервал с низкими значениями геохимических параметров в погоруйской свите, достигающими максимума в потосуйской (красногорской и джурской) свите и понижающимися в шунтарской.

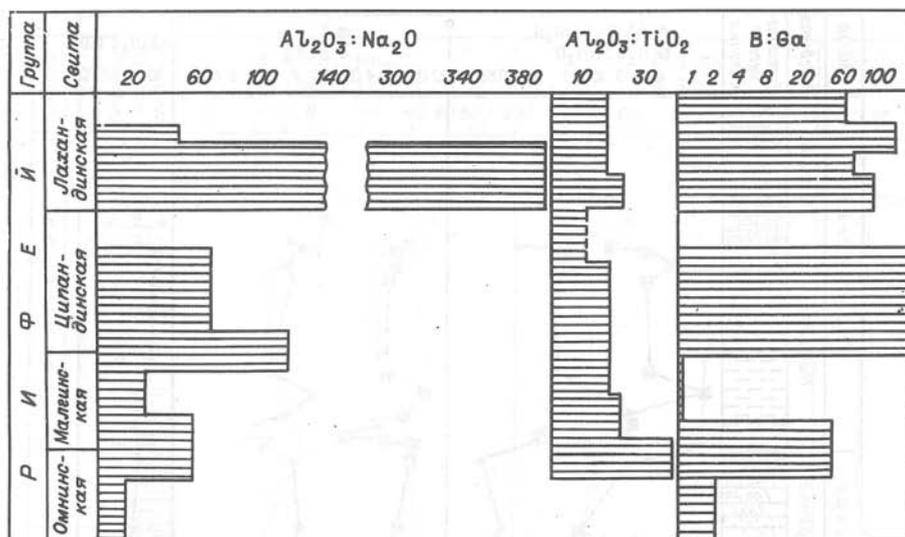


Рис. 6. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$, B : Ga в разрезах рифея Юдомо-Майского и Учуро-Майского районов.

На рис. 20, 26, 28-31, 33, 35 показаны средние значения геохимических параметров для больших регионов.

В верхнем рифее Западного Прибайкалья изучена регрессивная (?) часть цикла высокого ранга, которую составляют голоустенская и улунтуйская свиты и низы качергатской. От голоустенской к улунтуйской и до нижней части качергатской свит значение геохимических параметров ($Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$) понижается (рис. 7). Трансгрессивная часть верхнерифейского цикла изучена в разрезах юго-восточной части Енисейского кряжа, где прослеживается направленное цикличное повышение величин отношения алюминий - натрий, калий - натрий в глинистом веществе.

Нижневендский цикл высокого ранга на Анабарском шите в бассейне р. Котуй составляют старореченская и немакит-далдынская свиты. Величина геохимических параметров от низов старореченской и почти до ее верха возрастает, в верхах старореченской и низах немакит-далдынской - понижается, в верхней части немакит-далдынской - возрастает (рис. 8). Этому циклу высокого ранга соответствуют отложения чистяковской, мошаконской и островной свит юго-востока Енисейского кряжа (рис. 9, 10), в которых изменения геохимических параметров тоже имеют циклический характер.

На восточном обрамлении Сибирской платформы в отложениях Верхоянского мегантиклинория юдомская свита представляет цикл высокого ранга, в котором значения геохимических параметров в нижнеюдомской подсвите возрастают, достигают максимальных значений в ее верхах. Верхнеюдомская подсвита соответствует началу понижения величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ /Акульшина, Пономарев, 1979/. На западной окраине Сибирской платформы в бассейне рек Брус и Сухариха гравийская и сухарихинская свиты составляют нижневендский цикл и начало верхневендско-нижнекембрийского. В бассейне р. Сухая Тунгуска платоновская свита представляет, вероятно, часть верхневендско-нижнекембрийского цикла, этой же части цикла и возможно более высокой соответствует верхняя толбинская подсвита с пестроцветной свитой в среднем

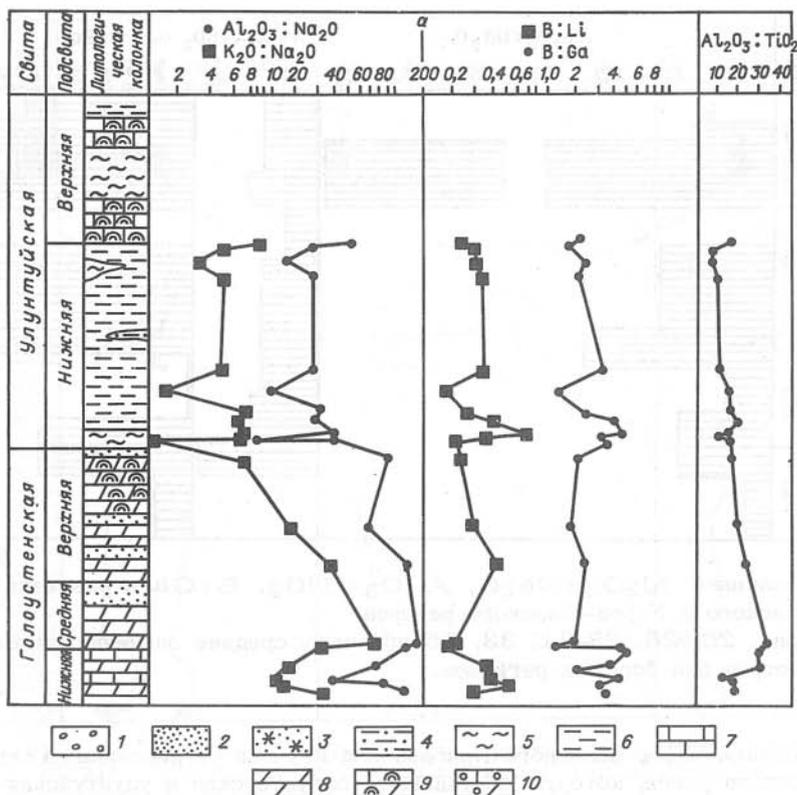
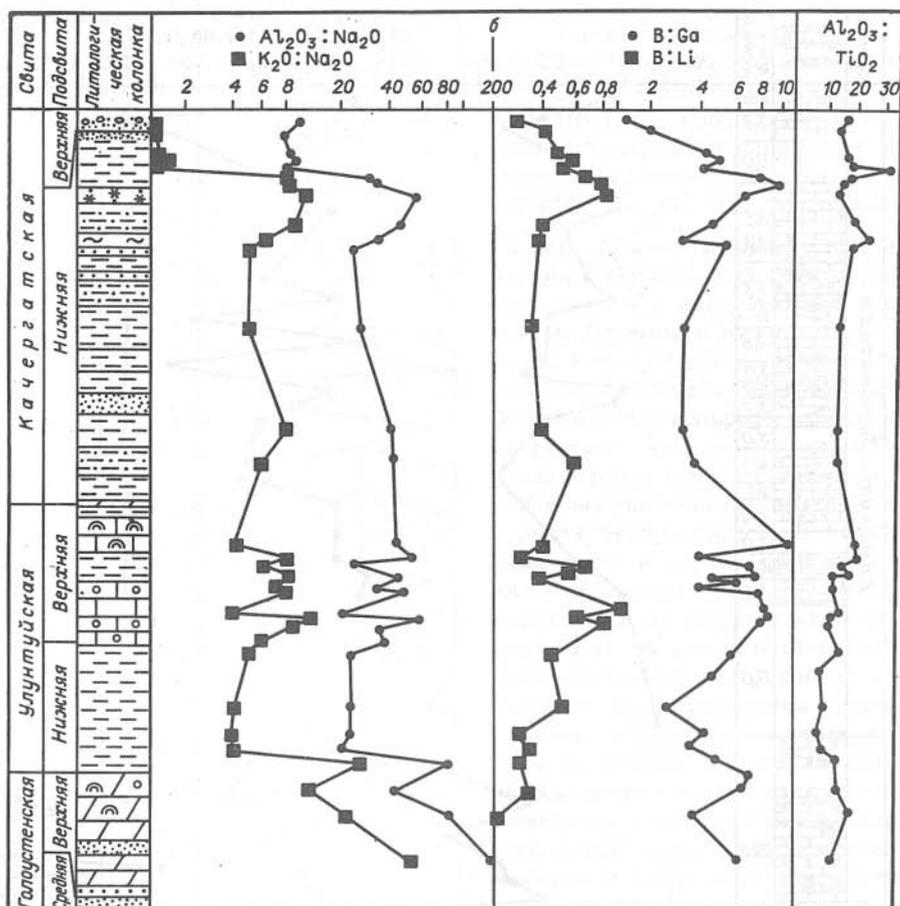


Рис. 7. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, $B : Ga$, $B : Li$, $Al_2O_3 : TiO_2$ в разрезах верхнего рифея по рекам Правая Иликта (а) и Куртун (б) (Прибайкалье).

1 - гравелит; 2 - песчаник; 3 - песчаник слюдястый; 4 - глинисто-алевритовый сланец; 5 - глинистый сланец; 6 - алевролит; 7 - известняк; 8 - доломит; 9 - известняк и доломит строматолитовые; 10 - доломит и известняк онколитовые.

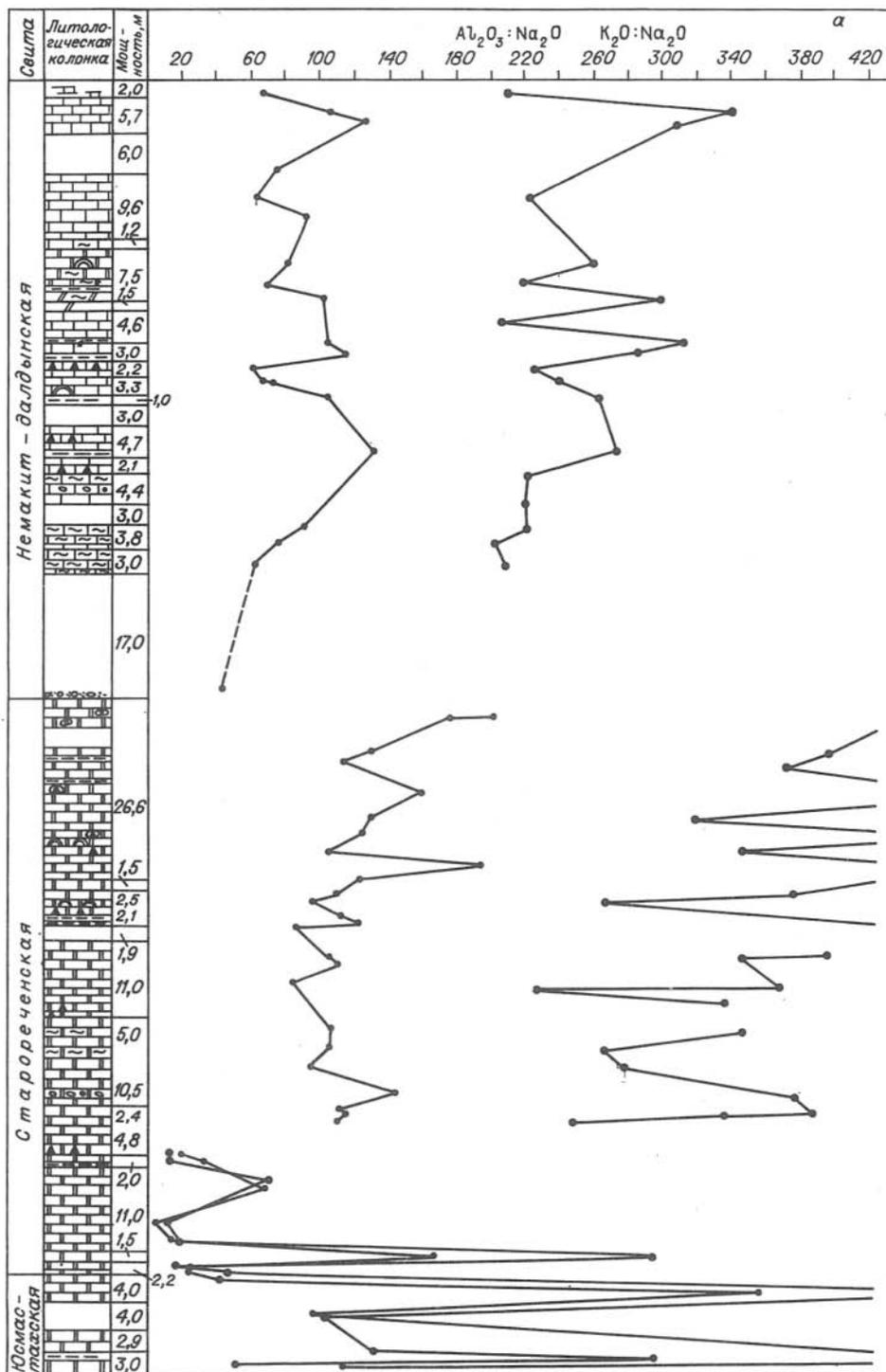
течении Лены (рис. 11). Во всех изученных разрезах нижнекембрийская часть цикла характеризуется увеличением значения геохимических параметров до максимальных. В алданском и ленском ярусах завершается верхнеюдомско-нижнекембрийский цикл на рубеже нижнего и среднего кембрия.

Среднекембрийско-среднеордовиковский цикл высокого ранга, состоящий из четко выделяющихся циклов меньшего ранга (кембрийского и нижнеордовиковского), охарактеризован параметрически в западной части Сибирской платформы в бассейнах рек Курейки, Летней, Сухой Тунгуски, Нижней Тунгуски; на юго-востоке Сибирской платформы, в Прианабарье, в Иркутском амфитеатре и на восточной окраине Сибирской платформы. Общим для всех разрезов является резкое понижение значений геохимических параметров от начала среднего кембрия (амгинский ярус) до

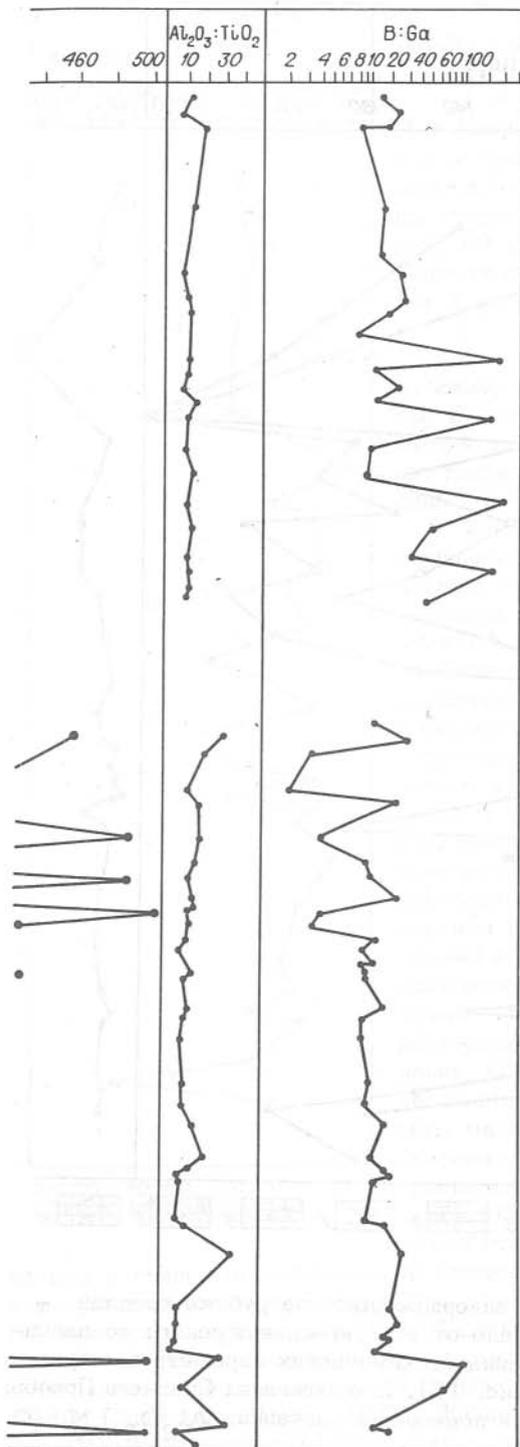


минимума в майском ярусе, что характеризует эту часть цикла как регрессивную. В нижней части верхнего кембрия отмечается значительное повышение величин $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$, выше по разрезу кембрийских и нижнеордовикских отложений оно продолжает изменяться импульсами, достигает максимума в среднем ордовике в криволицком ярусе (рис. 12), представляя трансгрессивную часть цикла высокого ранга.

В мангазейском ярусе значения геохимических параметров понижаются и начинается верхнеордовикско-верхнедевонский цикл высокого ранга. В ордовике значения параметров находятся еще на высоком уровне. В силуре на фоне понижения они периодически возрастают в верхах и низах лландовери, в нижней части и верхах венлока и низах лудлова. Верхний ордовик и силур составляют регрессивную часть цикла (см. рис. 12). В девоне отмечается возрастание геохимических параметров, характеризующее этот период как трансгрессивную часть цикла высокого ранга. Последний состоит из циклов меньшего ранга, в которых максимальные значения $Al_2O_3:Na_2O$; $K_2O:Na_2O$ более высокие относительно силурийских. Высокие их значения наблюдаются в среднем и верхнем девоне (см. рис. 12, 13).



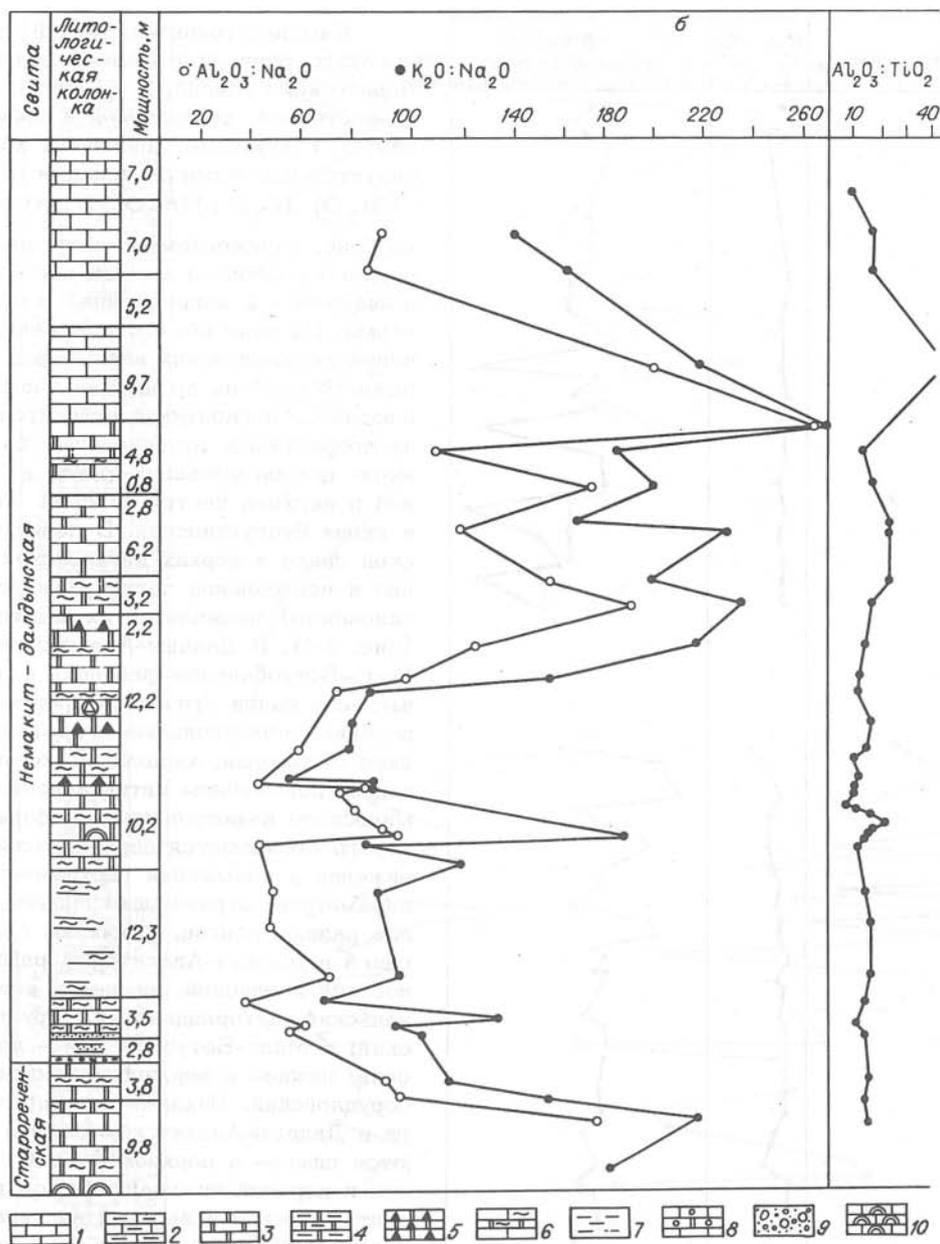
Начало рис. 8.



Каменноугольно-пермский цикл высокого ранга, изученный в разрезах Норильского района, в северной, северо-восточной, центральной и южной частях Тунгусской синеклизы, характеризуется высокими значениями $Al_2O_3 : Na_2O$; $K_2O : Na_2O$ в нижнем

карбоне, понижением их в среднем - верхнем карбоне и нижней перми, повышением - в конце нижней и верхней перми. На фоне общего понижения значений геохимических параметров от нижнего карбона до нижней перми наблюдается периодическое относительное их возрастание, происходящее на границах циклов меньшего ранга в нижней и верхней частях катской свиты, в низах бургу克林ской. В пеляткинской свите и верхах дегалинской (южная и центральная части Тунгусской синеклизы) намечается их повышение (рис. 14). В Далдын-Алакитском и Мало-Ботуобинском районах к циклу высшего ранга относятся средне- и верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, характеризующиеся общим понижением интенсивности химического выветривания, на фоне которого проявляются периодические понижения и повышения геохимических параметров, отражающие границы циклов разных рангов. К циклам среднего ранга в Далдын-Алакитском районе относятся конекский, нижне- и верхнеайхальский, ахтарандинский, боруллойский; в Мало-Ботуобинском - лапчанский, нижне- и верхнеботуобинский, боруллойский. Циклами меньшего ранга в Далдын-Алакитском районе являются нижне- и верхнеконекский, нижний и верхний нижеайхальской подсвиты, нижний и верхний верхнеайхальской подсвиты, нижне- и верхнеахтарандинский, нижне- и верхнеборуллойский. В Мало-Ботуобинском районе - нижне- и верхнелапчанский, нижний и верхний нижеботуобинской подсвиты, нижний и верхний верхнеботуобинской подсвиты, нижне- и верхнеборуллойский /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

В мезозое Западно-Сибирской плиты и Хатангской впадины выявляется



триас (?)–юрский цикл высокого ранга, завершающийся на рубеже средней – верхней юры и в верхней юре. В интервале от геттанг–синемюрского до ааленского яруса происходит понижение значений геохимических параметров, характерное для регрессивной части цикла (рис. 15). В отложениях Среднего Приобья Западно–Сибирской плиты прослеживается повышение значения $Al_2O_3 : Na_2O$ в верхах байосского яруса и верхней юре, означающее трансгрессивную часть цикла. Нижнему мелу соответствует цикл меньшего ранга, охватывающий валан-

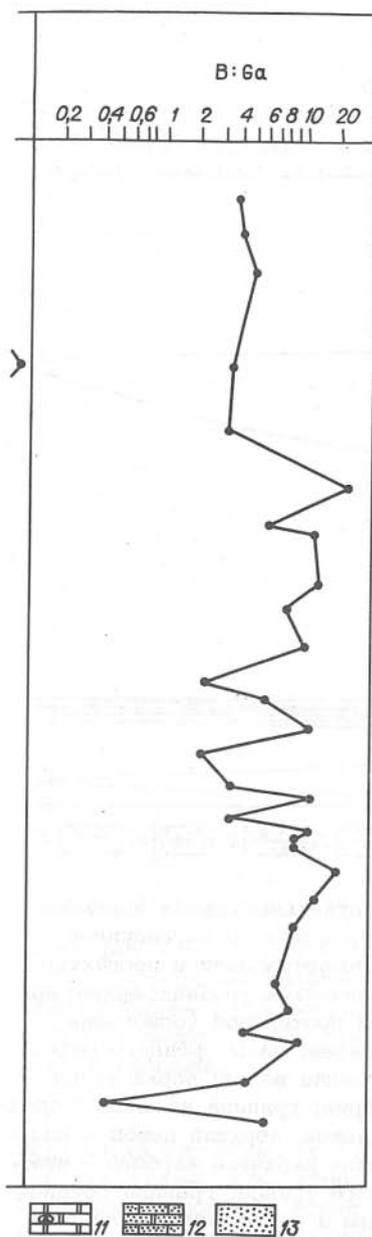


Рис. 8. Значения $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$, $Al_2O_3:TiO_2$, В:Ga в разрезах (а,б) венда западного склона Анабарского массива.

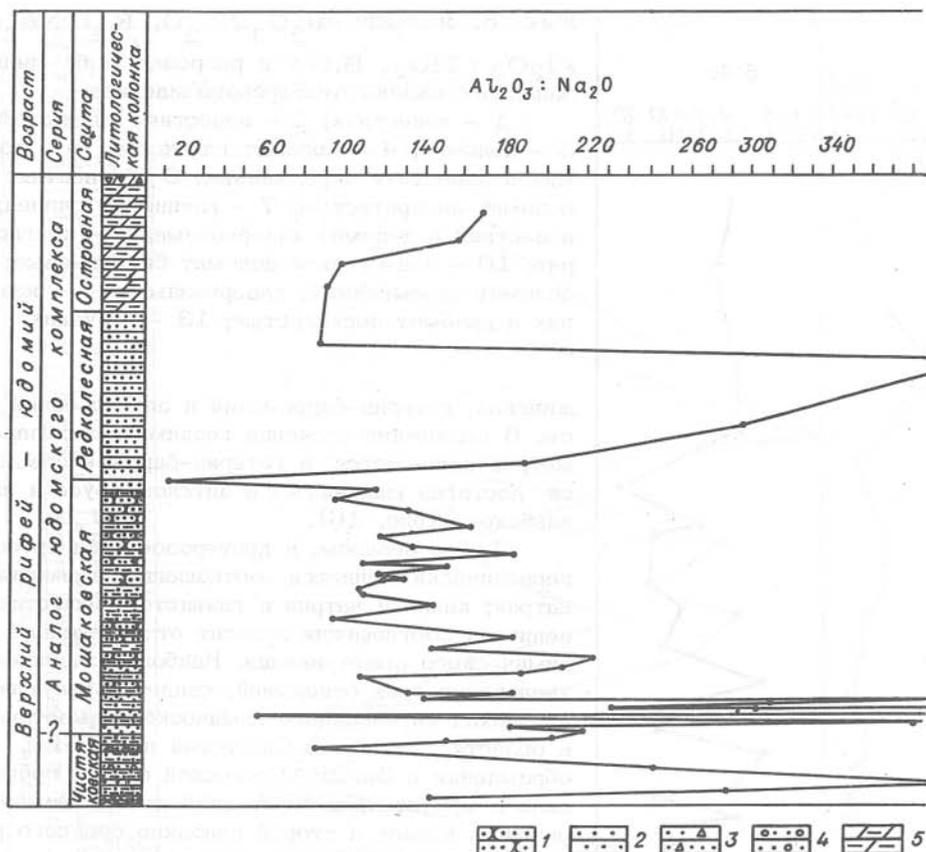
1 - известняк; 2 - известняк глинистый; 3 - доломит; 4 - доломит глинистый; 5 - доломит и известняк окремненные; 6 - известняк и доломит алевритистые; 7 - глинистый сланец; 8 - известняк и доломит кавернозные; 9 - конгломерат; 10 - известняк и доломит биогермовые; 11 - доломит окремненный, кавернозный; 12 - известняк и доломит песчаные; 13 - песчаник.

жинский, готерив-барремский и апт-альбский ярусы. В валанжинке значения геохимических параметров понижаются, в готерив-барреме повышаются, достигая максимума в аптском ярусе и низах альбского (рис. 16).

Таким образом, в протерозое и фанерозое периодически меняется соотношение алюминия и натрия; калия и натрия в глинистом веществе; величина соотношения зависит от интенсивности химического выветривания. Наиболее значительное увеличение этих отношений, свидетельствующее об эпохах интенсивного химического выветривания в областях денудации Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты, происходило в мукунской и кординской свитах нижнего рифея; в начале и второй половине среднего рифея; начале и конце верхнего рифея; второй половине венда; конце нижнего - начале среднего кембрия; среднем и верхнем ордовике; среднем и верхнем девоне; нижнем карбоне; верхней перми; нижней и верхней юре; верхах нижнего мела. От протерозоя до мезозоя значение отношения алюминия - натрия, калий - натрий уменьшается, характеризуя направленность процесса глинообразования. О значительном масштабе изменений свидетельствует величина отношения алюминия к натрию, максимальные значения которой для верхнепротерозойского этапа равны 300-600, нижне-среднепалеозойского 200-300, верхнепалеозойского 100-140, мезозойского 60-100. Уменьшение отношения алюминия к натрию, калия к

натрию в глинистом веществе обусловлено спадом интенсивности химического выветривания от рифея до мезозоя. Аналогичная особенность эволюции процессов выветривания отмечена А.Д. Додатко /1975/.

Об интенсивном химическом выветривании в геологическом прошлом имеются многочисленные данные /Горещкий, 1960; Петров, 1967; Файнштейн, 1962; Сидоренко, Чайка, 1970; Жабин, Казанский, 1971; Мишнин, 1971; Чухров, 1973; Сидоренко, 1975; Мац и др., 1969; Маслов, 1974, 1975; Шамшина, Шпунт, 1975; Будников, 1976; Коры выветривания Сибири, 1979; Будни-



ков и др., 1982/, свидетельствующие о том, что в отдельные эпохи докембрия и фанерозоя в ряде районов поверхности Земли происходило интенсивное формирование коры выветривания. Ископаемые коры выветривания и продукты их переотложения известны на следующих стратиграфических уровнях: архей; архей - начало протерозоя; ранний протерозой; средний протерозой (основание ятулия, основание верхнего ятулия); низы нижнего рифея; низы среднего рифея; середина среднего рифея; низы верхнего рифея; основание венда; верхи венда - низы кембрия; нижний кембрий; верхи среднего кембрия; граница нижнего и среднего ордовика; граница ордовика и силура; средний девон; верхний девон - низы карбона; граница среднего и верхнего карбона; граница верхнего карбона - нижней перми; верхняя пермь; граница нижнего и среднего триаса; граница среднего и верхнего триаса; низы нижней юры; граница юры и мела; мел; палеоген. Стратиграфически выдержанные горизонты кор выветривания и связанные с ними продукты переотложения в пределах Сибирской платформы устанавливаются в рифее, венде, палеозое и мезозое. Сведения о более древних проявлениях фрагментарны, иногда спорны.

Эпохи интенсивного химического выветривания, установленные автором по геохимическим параметрам глинистого вещества, соответствуют выявленным ранее уровням корообразования. Так, отчетливо проявленной раннерифейской коре выветривания и уровням корообразования на рубежах 1450, 1100, 950 млн. лет соответствуют стратиграфические уровни многих регионов Сибири, в которых глинистое вещество имеет максимальную зрелость (см. рис. 4). Ранне-средневенд-

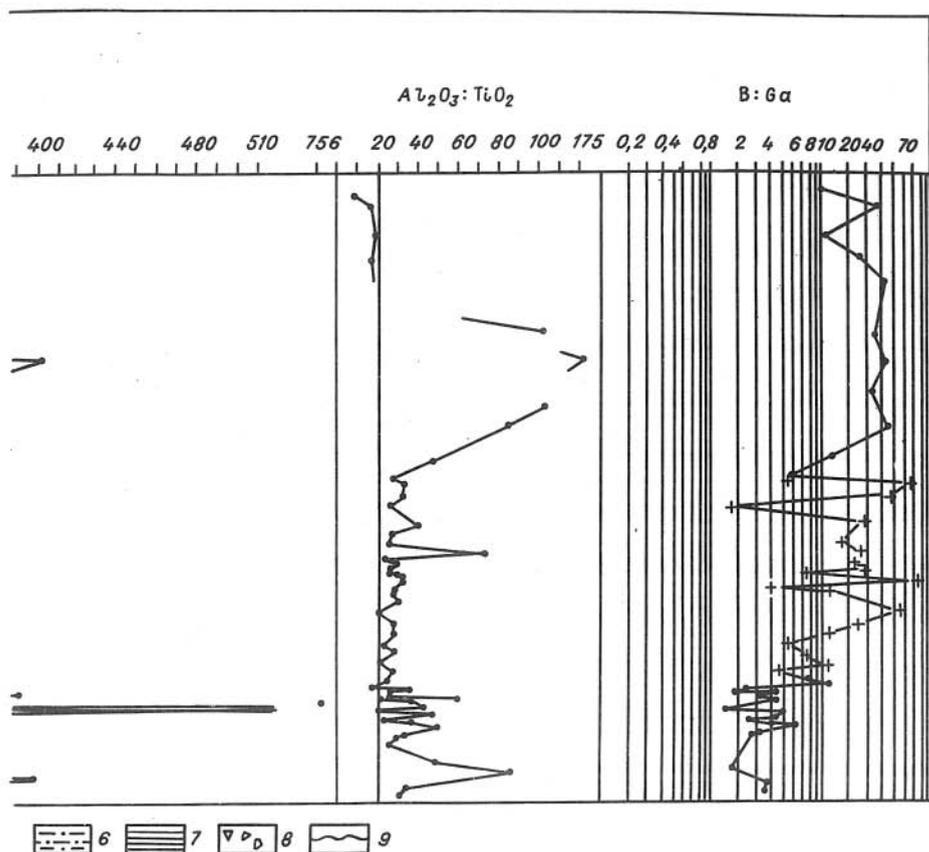


Рис. 9. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$, $B : Ga$ в разрезах верхний рифей – юдомий юго-востока Енисейского кряжа.

1 – песчаник кварцевый; 2 – песчаник кварцевый железненный; 3 – песчаник средне- и мелкозернистый; 4 – песчаник с галькой; 5 – доломит глинистый; 6 – алевролит; 7 – аргиллит, 8 – доломитовая брекчия; 9 – граница перерыва и размыва.

ская эпоха интенсивного корообразования, имевшая почти планетарное распространение, также четко коррелируется с уровнями зрелого глинистого вещества. Особенности докембрийской седиментации позволяют предположить синхронность корообразования и продуктов переотложения коры выветривания. По мнению автора, четкое соответствие уровней корообразования и зрелого глинистого вещества в осадках рифей доказывает синхронность процессов корообразования, продуцирующего зрелое глинистое вещество, и отложения его в осадок. Еще более убедительной синхронность корообразования и осадконакопления представляется при сопоставлении палеозойских кор выветривания, их переотложенных продуктов, некоторых полезных ископаемых, связанных с корами выветривания, и уровней зрелого глинистого вещества, которые приурочены к одним и тем же стратиграфическим горизонтам /Коры выветривания Сибири, 1979; Акульшина, 1982в; Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

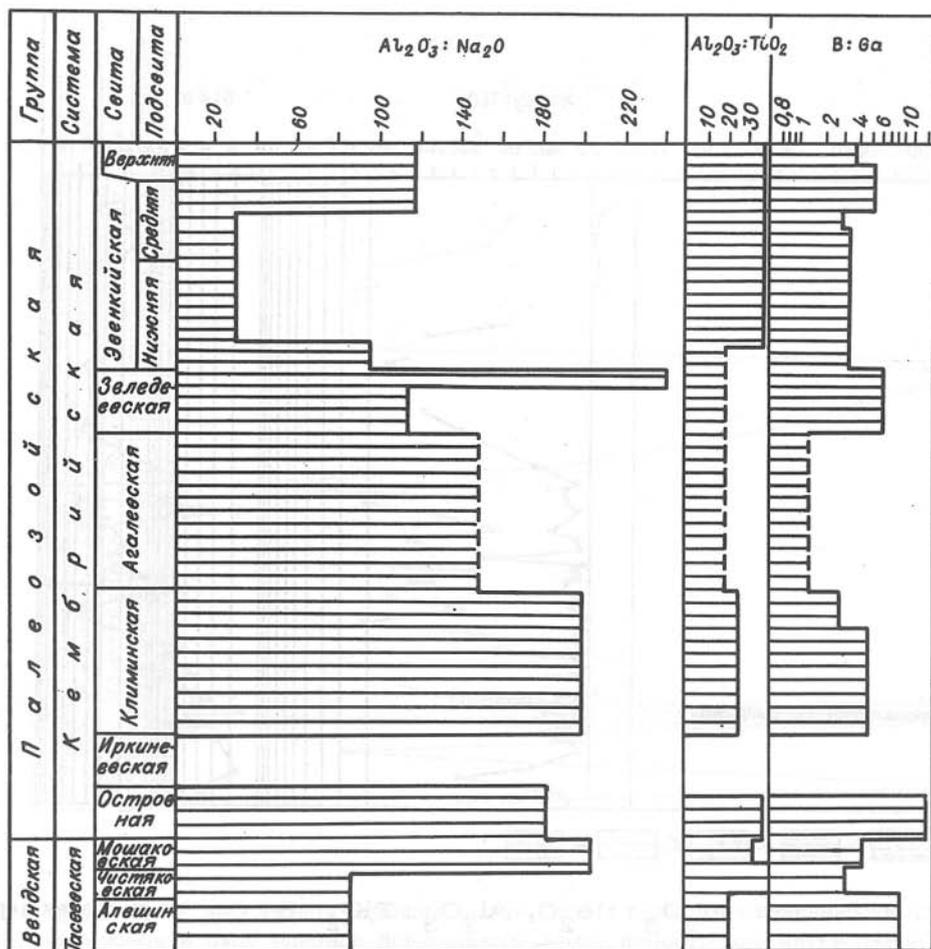


Рис. 10. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$, B : Ga в разрезах вендских и кембрийских отложений Приангарья.

Периодичности осадконакопления, выражающейся чередованием сильной и слабой химической дифференциации осадков фанерозоя, посвящено много работ /Казаринов, 1969; Бгатов, 1962, 1982; Будников и др., 1969, 1982; Будников, 1976; Соколов и др., 1982; Бгатов и др., 1982/, по данным которых наиболее интенсивное химическое выветривание происходило в раннем, среднем кембрии, среднем ордовике, среднем и позднем девоне, раннем карбоне, поздней перми и поздней юре.

Климат областей денудации

По химическому и минеральному составу глинистого вещества установлено, что в протерозое и фанерозое в пределах Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты происходила периодическая смена гумидных и арид-

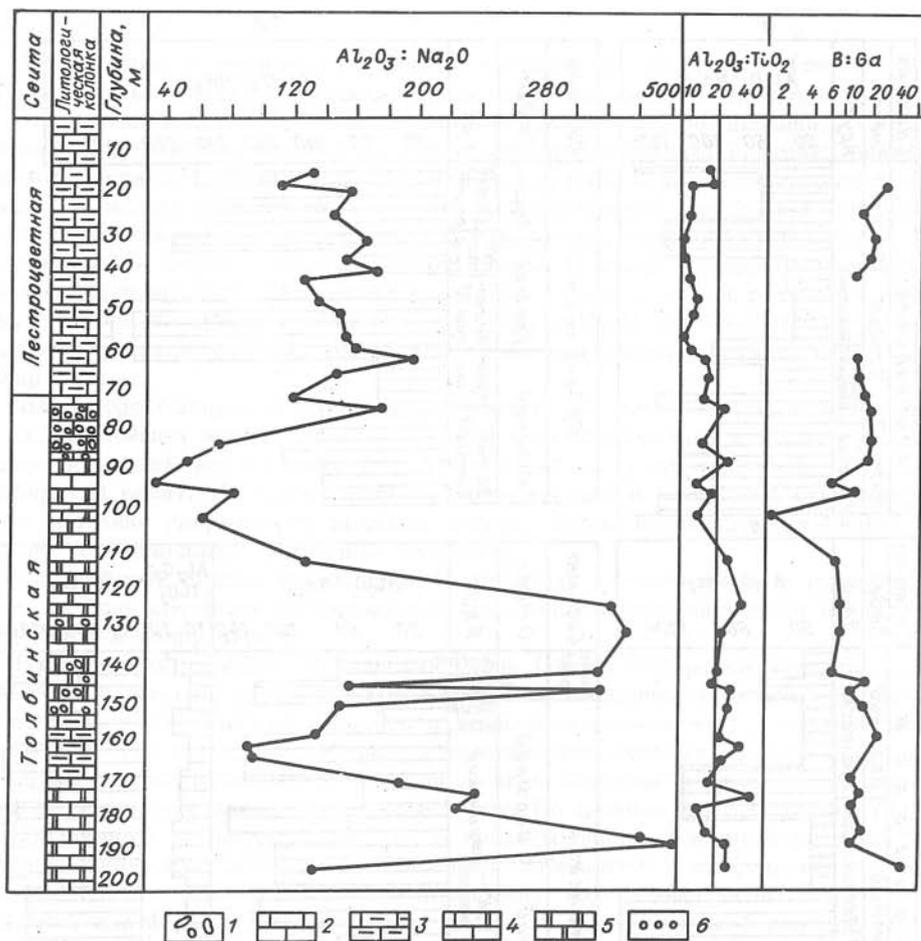


Рис. 11. Значения $Al_2O_3:Na_2O$, $Al_2O_3:TiO_2$, B:Ga в разрезе толбинской и пестроцветной свит среднего течения р. Лены.

1 - конгломерат; 2 - известняк; 3 - известняк глинистый; 4 - известково-доломитовая порода; 5 - доломит; 6 - микрофитоциты.

ных условий в областях денудации, продуцирующих глинистое вещество /Акульшина, 1973, 1976, 1982б, в, 1983/. Ранее автором отмечалась условность терминов "гумидный" и "аридный" климат, так как по химическому составу глинистого вещества косвенно определяется pH среды, в которой происходит выветривание и образование глинистых минералов. Принято, что щелочной среде выветривания соответствует аридный климат водосборной суши, кислой - гумидный.

В раннем рифее в бассейн седиментации западного склона Анабарского массива (см. рис. 5) и Енисейского кряжа, в начале среднего рифея в бассейн седиментации Енисейского кряжа /Авдеевский и др., 1975/ и Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 6) глинистое вещество поступало из областей аридного климата. Во второй половине среднего рифея климат областей денудации, поставлявших глинистое вещество в эти районы, сменился на гумидный. В позднем рифее на севере Сибирской платформы, Енисейском кряже, Юдомо-Майском прогибе и

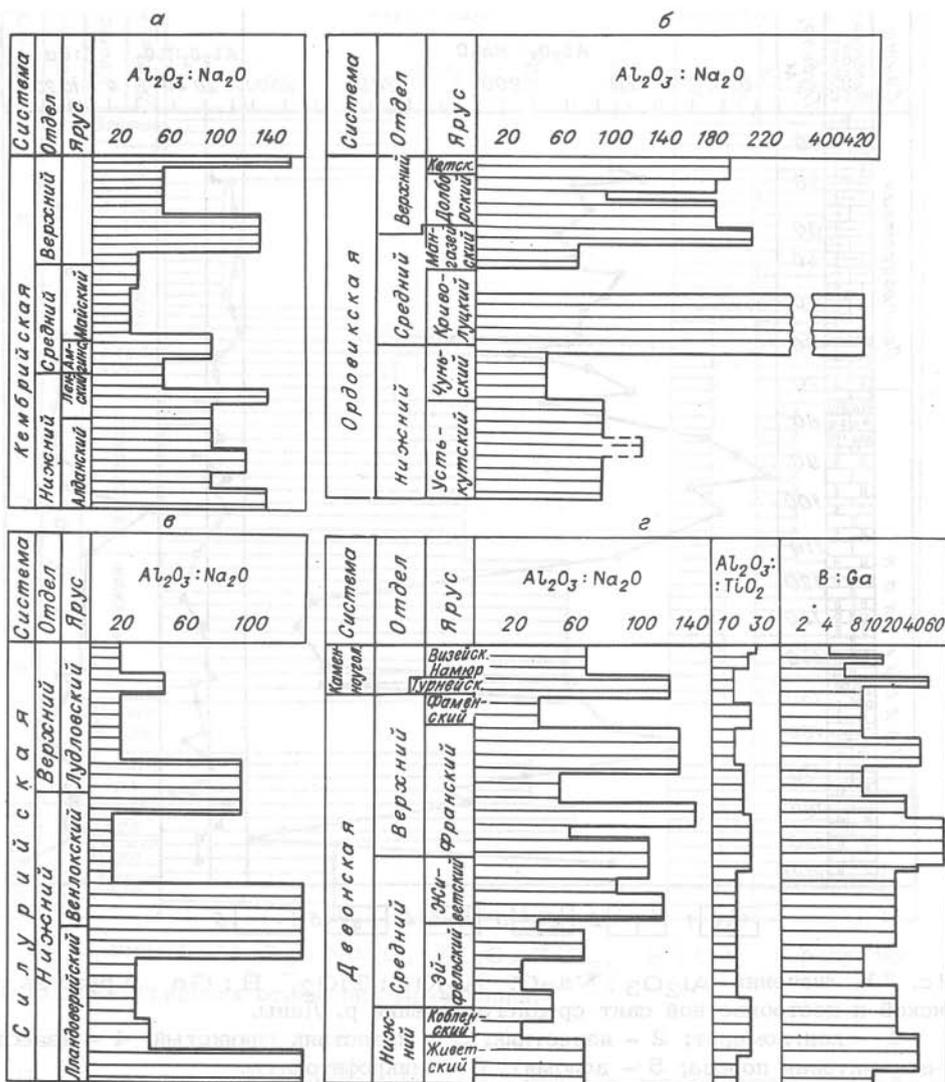


Рис. 12. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$ в разрезах кембрия (а) и ордовика (б) запада и юго-востока Сибирской платформы, силура (в) запада и девона (г) северо-запада Сибирской платформы.

в Западном Прибайкалье (см. рис. 7) в областях денудации был гумидный климат лишь с кратковременными периодами аридизации, которые стали более интенсивными и более продолжительными ближе к венду. Заметная аридизация климата произошла в вендский период на суше, снабжавшей тонкодисперсным материалом бассейны седиментации юга Сибирской платформы и западного склона Анабарского и Алданского щитов (см. рис. 8). На водосборной суше Юдомо-Майского прогиба климат был аридным, семиаридным и гумидным. Наиболее интенсивная аридизация проявилась в конце устькирбинского – начале нижнеюдомского, конце нижнеюдомского – начале верхнеюдомского, конце верхнеюдомского времени и

продолжалась в раннем кембрии «Стратиформные свинцово-цинковые месторождения...», 1979/.

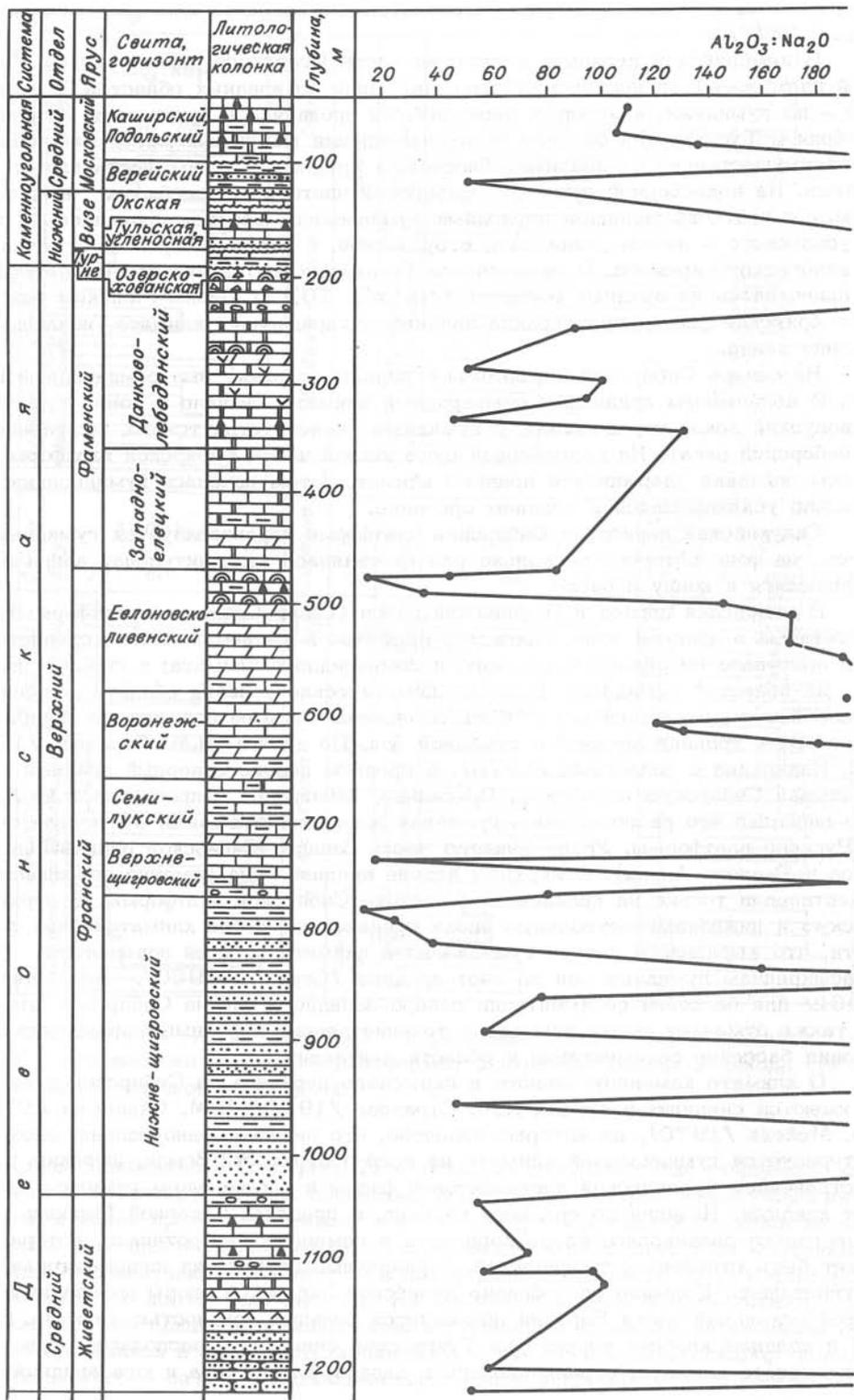
В кембрийский период в восточную часть Игарского района (север Сибирской платформы) глинистое вещество поступало из аридных областей, в западную — из гумидных, в которых периодически проявлялась аридизация. В раннем кембрии в Туруханский бассейн осадконакопления глинистый материал приносился преимущественно из аридных областей, в среднем — преимущественно из гумидных. На водосборной суше юга Сибирской платформы преобладал аридный климат с кратковременными периодами гумидизации, которая проявлялась в конце усольского — начале бельского, в булайское, в конце ангарского — начале литвинцевского времени. В эвенкийское (верхоленское) время глинистое вещество приносилось из аридных областей (см. рис. 10). В Юдомо-Майском районе в кембрийский период происходила дальнейшая аридизация климата, начавшаяся в конце венда.

На севере Сибирской платформы в раннем ордовике был семиаридный климат. В дальнейшем аридный и семиаридный климаты (начало и конец чуньского, криволуцкий века) чередовались с гумидным (конец устькутского, мангазейский и долбарский века). На водосборной суше южной части Сибирской платформы в раннем ордовике удерживался аридный климат. Затем началась гумидизация, значительно усиливавшаяся в позднем ордовике.

Силурийский период на Сибирской платформе характеризуется гумидным климатом, на фоне которого несколько раз проявлялась незначительная аридизация, усилившаяся к концу периода.

В девонский период в Норильский район (север Сибирской платформы), расположенный в аридной зоне, глинистое вещество в раннем и начале среднего девона поступало из областей аридного и семиаридного климата; в позднем девоне — из областей гумидного. Разные климатические условия области денудации и бассейна седиментации могут быть объяснены близким положением Норильского района к границе аридной и гумидной зон. По данным Н.М. Страхова /1960/, В.Д. Наливкина с коллегами /1970/, в среднем девоне северный аридный пояс охватывал Сибирскую платформу, Присаянье, Забайкалье и простирался до Кольмы. Юго-западнее его располагалась гумидная зона, охватывающая восточную окраину Русской платформы, Урал, большую часть Западно-Сибирской равнины (до Кузбасса и Рудного Алтая). В верхнем девоне аридная зона заметно сокращалась и существовала только на крайнем юго-востоке Сибирской платформы. В верхнедевонскую и нижнекаменноугольную эпохи происходила смена климатической зональности, что выразилось резкой гумидизацией климата на всей поверхности Земли и расширением гумидных зон за счет аридных /Страхов, 1960/. В.В. Меннер /1962/ для бассейна седиментации северо-западного района Сибирской платформы также отмечает смену климата в течение девона и разные климатические условия бассейна седиментации и области денудации.

О климате каменноугольного и пермского периодов на Сибирской платформе имеются сведения в трудах Н.М. Страхова /1960/, В.М. Сеницына /1967/, С.В. Мейена /1970/, из которых известно, что нижнекаменноугольная 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 преимущественно развивалась флора кордаитов и семенных папоротников, которая не может быть отнесена к тропической, а раннекаменноугольная лепидофитовая флора угнеталась. Большое однообразие визейской 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 зо-



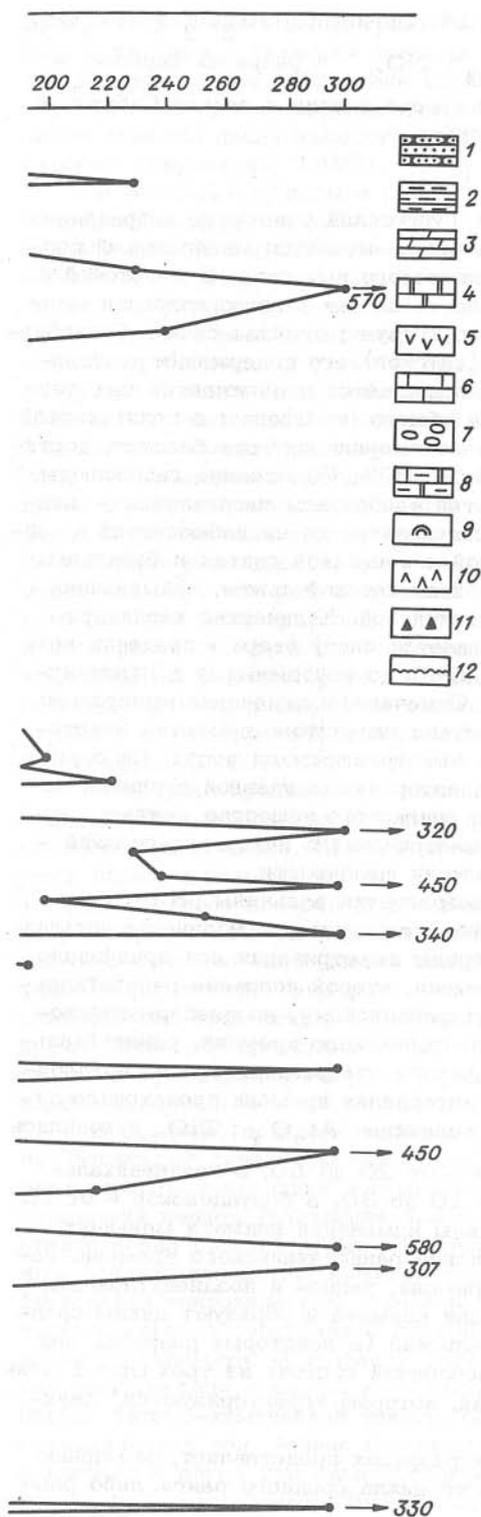


Рис. 13. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$ в разрезе девона Мосоловской скважины Русской платформы.

1 - песчаник, песок; 2 - алевролит; 3 - мергель; 4 - доломит; 5 - гипс; 6 - известняк; 7 - обломки карбонатных пород; 8 - известняк и доломит глинистые; 9 - водорослевые образования; 10 - ангидрит; 11 - кремний; 12 - поверхность размыва.

ной и горными хребтами. В перми климат приобретает еще более широкую зональность, о чем свидетельствуют годовые кольца прироста тунгусской флоры, произрастающей в условиях более сурового климата. К этому 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; Феофилова, 1971/ отмечалось, что формирование темно- и сероцветных отложений на конечных этапах угленакопления сменялось формированием пестро- и красноцветных. Растительность имела черты болотной, но была и ксерофитовая. Осадки накапливались в руслах и дельтах рек, озерах, лагунах и на прибрежных участках морей. В палеопочвах формировались железистые, доломитовые и кремнистые конкреции, развивались доломитизированные глины, грунтовые воды были щелочными.

В настоящее время существует представление, что в течение каменноугольной, раннепермской и в начале позднепермской эпох климат оставался неизменно гумидным. Детальное исследование геохимии минерального состава каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы позволило автору выявить направленное и цикличное изменение климата на данном этапе /Акульшина, 1983/.

Автором на основании собственных исследований /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/ и литературных данных /Зинчук, 1981/ установлено, что в разрезе каменноугольных и пермских отло-

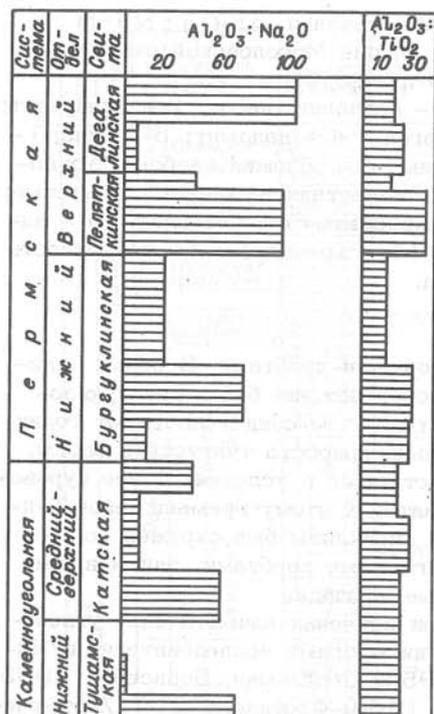


Рис. 14. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$ в разрезах карбона - перми северо-запада и запада Сибирской платформы.

жений Тунгусской синеклизы направленно и периодически меняется минеральный состав глинистого вещества. В конекской и лапчанской свитах монтмориллонита мало или отсутствует; в айхальской и ботуобинской (катской) его содержание периодически повышается и понижается при тенденции общего повышения; в пеляткинской свите монтмориллонит преобладает, достигая более 90%. Содержание гидрослюды меняется в обратном направлении - наибольшее количество ее наблюдается в лапчатской и конекской свитах и базальных горизонтах катской свиты, наименьшее - в пеляткинской. Количество каолинита уменьшается снизу вверх в пределах катской свиты до исчезновения в пеляткинской. Отмеченное изменение минерального состава глинистого вещества некото-

рыми исследователями объясняется составом выветривающихся пород. Не отрицая влияния состава пород областей питания, автор также главной причиной направленного изменения минерального состава глинистого вещества считает изменение физико-химических условий среды выветривания в интервале средний - верхний карбон - пермь, проявившиеся в усилении щелочности.

В Далдын-Алакитском районе на фоне возрастания величины pH от конекского до боруллоевского времени включительно щелочность периодически повышалась и понижалась. Увеличение щелочности среды выветривания или аридизация климата соответствует позднеконекскому времени, второй половине раннеайхальского, середине позднеайхальского, позднеахтарандинскому, позднеборуллояскому; снижение щелочности проявилось в начале конекского времени, раннеайхальского, в начале и конце позднеайхальского, начале ахтарандинского и боруллояского. Изменение величины pH в указанных интервалах времени происходило по-разному. Так, в конекское время колебания величины $Al_2O_3 : TiO_2$ находились в пределах 15-30, в раннеайхальское время - от 20 до 60, в позднеайхальское - от 20 до 40, в ахтарандинское - от 10 до 30, в боруллояское - от 20 до 100, иногда до 400. Таким образом, циклы изменений климата меньшего ранга (ранне- и позднеконекский, начало и конец раннеайхальского времени, начало, середина и конец позднеайхальского времени, ранне- и позднеахтарандинский) соответствуют гумидизации и аридизации климата и образуют циклы среднего ранга - конекский, ранне- и позднеайхальский (в некоторых разрезах при существующей стратиграфической разбивке последний состоит из трех циклов меньшего ранга)*, ахтарандинский и боруллояский, которые характеризуются двух-

* Третий цикл меньшего ранга в таких разрезах представляет, по мнению автора, либо фазу гумидизации отсутствующего цикла среднего ранга, либо раннеахтарандинский цикл меньшего ранга.

фазным 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 верхней перми. Предшествующая ей фаза гумидизации климата цикла высокого ранга соответствует верхнему девону и нижнему карбону /Акульшина, 1980/.

В Мало-Ботубинском районе лапчанскому времени соответствует гумидный и аридный климат, ботубинскому – две фазы аридизации и две фазы гумидизации климата. В боруллойское время при резко выраженном аридном климате отмечаются две фазы усиления аридности и две фазы относительной гумидизации. В некоторых разрезах между ботубинским и боруллойским циклами меньшего ранга имеется фаза гумидизации климата которая, вероятно, коррелируется с вышеупомянутой верхней фазой гумидизации (третий цикл) позднеайхальского цикла среднего ранга Далдын-Алакитского района. В центральной части Тунгусской синеклизы в бассейне Подкаменной Тунгуски в разрезах катской, бургуклинской и пеляткинской свит выявлены изменения геохимических параметров, показывающие, что примерно в середине катского времени в бургуклинское и пеляткинское время изменение климата областей денудации протекало аналогично вышеописанному. В общем виде для Тунгусской синеклизы установлено, что середине катского времени со слабым химическим выветриванием соответствует фаза аридизации климата, которая на границе с бургуклинским временем сменяется фазой гумидизации. Фаза аридизации первой части бургуклинского времени затем сменяется фазой гумидизации. Пеляткинское время характеризуется резко аридным климатом, на фоне которого выделяются три фазы аридизации и три фазы гумидизации климата, выделенные только в полном разрезе пеляткинской свиты северной и северо-восточной частей Тунгусской синеклизы /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

В течение средне-позднекаменноугольных эпох, в раннепермскую и начале позднепермской эпохи происходила аридизация, достигшая максимума в начале позднепермской эпохи. Изменения климата имели периодичный характер. Намечаются периоды (циклы) разных рангов. В рассматриваемом стратиграфическом интервале в северо-восточной, восточной и центральной частях Тунгусского бассейна установлено 10–11 чередующихся фаз гумидизации и аридизации климата, которые составляют 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, следующую за фазой гумидизации такого же ранга, охватывающей верхний девон – нижний карбон (см. рис. 4).

В среднем, позднем карбоне и перми относительно нижнего карбона в районе Тунгусской синеклизы 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. Для этого периода в истории Земли было характерным близкое соседство областей с разным климатом, что обуславливалось двумя факторами: тектоническим и физико-химическим. В результате действия тектонического фактора создавались горные сооружения и появлялась вертикальная зональность климата. В условиях жаркого сезонного климата на пониженных участках произрастали леса, на возвышенных (более сухих) образовывались красные цветы. Физико-химический фактор, обуславливающий резкую смену ландшафтно-климатических зон, возник примерно в позднем девоне и интенсивно действовал в карбоне и перми при распространении растительности влажных приморских равнин в глубь континентов. Вначале происходило заселение лишь тектонических де-

прессий, 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 Тунгусская депрессия представляла область, в которой при обилии влаги растительность достигала максимального расцвета, а высокогорье, оставалось незаселенным (дефицит влаги). Подобное распределение климата наблюдается в настоящее время в саваннах Западной Африки, где галерейные леса, приуроченные только к каньонам рек, состоят из гидрофильных растений, а водораздельные пространства представляют выжженную сухую степь /Михайлов, 1978/.

На севере Сибирской платформы в бассейне седиментации района Анабарского залива в поздне триасовую эпоху глинистое вещество приносилось из областей с гумидным, позже - с семиаридным климатом. В раннеюрскую эпоху в областях денудации климат менялся трижды. В первой половине геттанг-синемора, плинсбаха и тоара наблюдалась аридизация, во второй половине перечисленных веков - гумидизация. Ааленский век характеризуется гумидным климатом; байосский, батский - семиаридным, гумидным. В областях денудации, поставлявших глинистое вещество в бассейн мыса Цветкова, в раннеюрскую эпоху также трижды менялись климатические условия. В первой половине геттанг-синемюрского, плинсбахского и в течение всего тоарского веков климат был аридным; в промежутках - семиаридным. В самом начале ааленского века продолжалась тоарская аридизация, затем установился гумидный климат. В байосском веке аридный климат сменился семиаридным. В келловейском веке три (?) раза сменились аридный, семиаридный и гумидный климаты, в конце века аридизация ослабела. В раннеюрскую эпоху в бассейн седиментации Мало-Ботуобинского района глинистое вещество приносилось из областей гумидного климата. В позднеюрскую эпоху в пределы Среднего Приобья Западно-Сибирской плиты глинистое вещество поступало преимущественно из областей семиаридного и аридного климата. Начало нижнемеловой эпохи (валанжин) характеризуется гумидизацией климата водосборной суши, которая сменилась аридизацией в готерив-барреме и продолжалась в самом начале апта.

Подобные данные о смене климата в юре и неокоме приведены А.В. Гольбертом и др. /1968/. Красноцветные отложения неокома южной окраины Западно-Сибирской изменности, по мнению многих исследователей /Казаринов, 1958; Боголепов, 1961; Шумилова, 1963/, обладают признаком гумидного и аридного генезиса. По данным Ф.Т. Биккениной /1970/, готерив-барремские красноцветные и пестроцветные отложения в одних случаях были гумидными, в других - аридными образованиями. Это своеобразие рассмотренных отложений А.Л. Яншин /1972/ объясняет расположением бассейна седиментации на рубеже двух климатических зон - гумидной на севере, аридной - на юге. В позднеюрскую и ранне-меловую эпохи рассматриваемый район осадконакопления находился в зоне хвойно-гинкговой и гинкгово-хвойной тайги с близким расположением северной аридной зоны /Страхов, 1960/. Таким образом, данные автора об изменении в юре и неокоме климата областей денудации, поставлявших глинистое вещество в бассейн седиментации Среднего Приобья, согласуются с опубликованными данными других исследователей.

Рис. 15. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$,
 В : Ga в разрезе Анабарского массива.

1 - конгломерат; 2 - песчаник, песок; 3 - алевролит песчаный; 4 - алевролит глинистый; 5 - аргиллит, глина; 6 - переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 7 - граница перерывов и размывов.

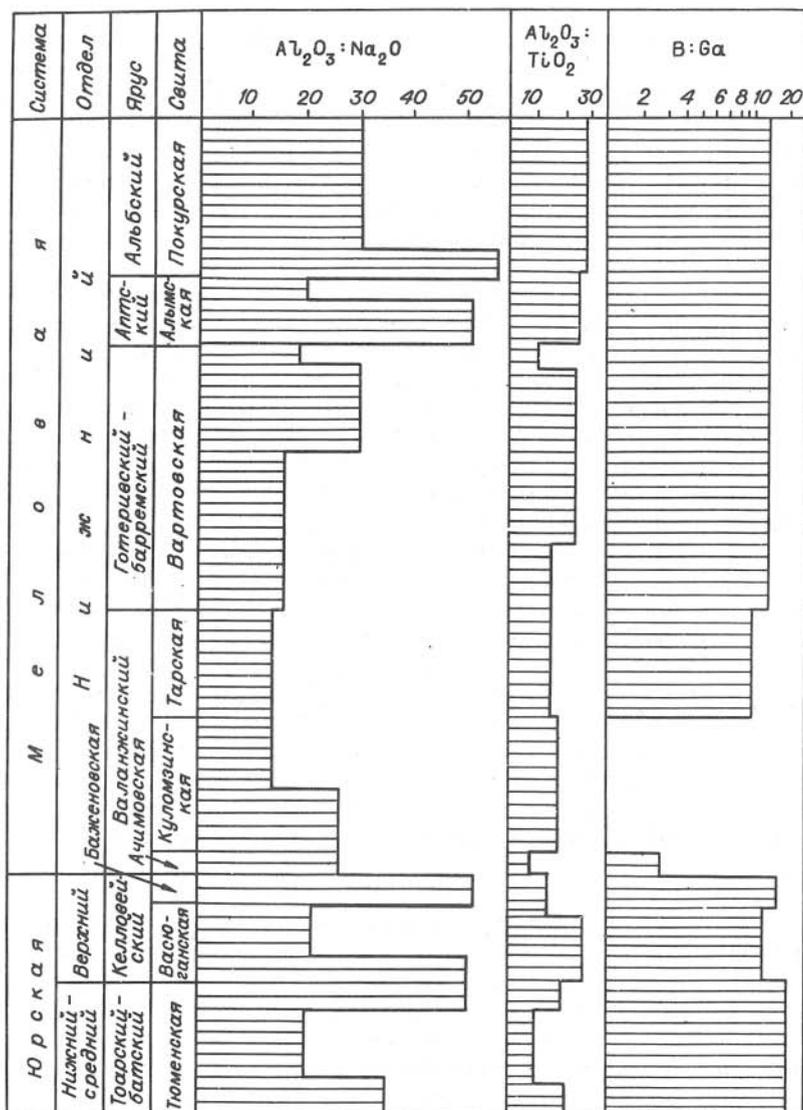


Рис. 16. Значения $Al_2O_3 : Na_2O$, $Al_2O_3 : TiO_2$, B : Ga в разрезах юры и мела Среднего Приобья.

Из приведенного выше следует, что в течение протерозоя и фанерозоя на Сибирской платформе, ее обрамлении и Западно-Сибирской плите климат областей денудации периодически менялся, что проявлялось в смене аридных и гумидных условий водосборной суши. Выявленные периоды аридизации и гумидизации климата имеют разную продолжительность, интенсивность и, вероятно, являются процессами разного порядка. Периоды относительной аридизации климата, охватывающие нижний рифей (мукуновское и кординское время), первую половину среднего (сухопитское, тоттинское время), венд - палеозой, а также соответствующую

шие им по рангу периоды относительной гумидизации во второй половине среднего рифея (тунгусикское, малгинское и ципандинское время), верхнем рифее и мезозое, следует отнести к этапам крупного, первого, порядка.

Венд-палеозойский этап, наиболее детально изученный, состоит из периодов аридизации и гумидизации более мелкого, второго, порядка. Периоды аридизации охватывают конец венда – кембрий, конец силура – начало девона, конец карбона – пермь и чередуются с периодами гумидизации климата, занимающими начало венда, конец ордовика – начало силура, конец девона – начало карбона. В пределах венд-палеозойского этапа периоды аридизации климата имеют большую продолжительность и интенсивность по сравнению с периодами гумидизации.

Изучение химического и минерального состава глинистого вещества показывает, что от рифея до мезозоя происходило направленное изменение величины рН среды выветривания. Наиболее щелочные условия выветривания в раннем рифее, соответствующие более ариднему климату, постепенно сменились менее щелочными, менее аридными в мезозое. Периодам максимальной аридизации климата соответствуют следующие значения: величины отношения алюминия к титану 80–280 (нижний рифей), 30–220 (средний рифей), 30–190 (верхний рифей), 30–170 (венд), 30–90 (нижний кембрий), 25–30 – (девон), 25–80 (пермь), 20–30 (верхняя юра – неоком).

Таким образом, по составу глинистого вещества установлено, что в верхнем протерозое химическое выветривание на суше протекало в более щелочной среде, чем в фанерозое. Понижение щелочности среды выветривания происходило в течение всего рифея, более резкое – на рубеже венд – кембрий и в девоне. Выявленные изменения физико-химических условий среды выветривания на суше хорошо коррелируются с этапами развития органического, в том числе растительного мира. Известно, что в конце протерозоя водоросли вышли из морских бассейнов и начали заселять сушу. На рубеже венд – кембрий произошли значительные изменения в развитии органической жизни и атмосферы /Ронов, 1964/, в девоне начали появляться наземные растения. Наблюдаемая в фанерозое направленность и периодичность изменения щелочности условий выветривания свидетельствует о циклично возрастающем поступлении кислорода в атмосферу /Сочава, Гликман, 1973/. Вывод о понижении щелочности среды выветривания от рифея до мезозоя подтверждает представление о щелочных поверхностных и грунтовых водах раннего протерозоя, которые в возрастном интервале от среднего протерозоя до девона приобретали более кислый характер, теряя аммоний и аммиак. Начиная с девона их состав приближался к современному типу /Казанский, 1976/.

Предлагаемая автором схема эволюции климата коррелируется с этапами соленакопления и образования красноцветных формаций в верхнем протерозое и фанерозое. Нижнерифейский период аридизации климата соответствует образованию красноцветных терригенных отложений мукунской серии, характерной особенностью которых, по данным А.И. Анатольевой /1978/, являются железистый цемент (гидроокислы железа) и скопления гематита. В среднерифейский период аридизации климата известны соленакопления на территории Сибирской платформы. Верхнерифейско-вендский этап характеризуется развитием эвапоритовых образований ушаковской свиты красноцветов тасеевской серии, которые ассоциируются с типичными породами, содержащими сингенетичные прослои гематита /Работнов, 1973; Анатольева, 1978/. Изменение климата в фанерозое коррелируется с этапами соленакопления этого периода /Страхов, 1963; Жарков, 1971, 1977; и др./. Кембрийскому периоду наиболее интенсивной в палеозое аридизации климата соответствует эпоха грандиозного соленакопления. В девонский период аридизации климата, характеризующийся меньшей интенсивностью по сравнению с кембрийским, соленакопление было значительно меньшего масштаба с образованием красноцветных отложений, содержащих прослои гипса и ангидрита

/Соколов, Матухин, 1975; Соколов и др., 1979/. Пермский период аридизации климата в центральной части Сибирской платформы проявился лишь на водосборной суше и отражается в химическом и минеральном составе глинистого вещества. Продуктами аридизации климата в верхней юре и неокоме являются красноватые отложения южной окраины Западной Сибири /Казаринов, 1958; Шумилова, 1963; Биккенина, 1970/.

Обстановки и режимы бассейнов седиментации

В раннерифейский период на севере Сибирской платформы в морских и прибрежно-морских условиях накапливались осадки мукуновской серии. Соленость вод бассейнов седиментации большую часть времени была нормальной, максимальная соленость наблюдалась в устьильинское время, понижение солености – в середине лабазтахского. В ильинское время, со второй половины лабазтахского и в начале устьильинского развивалась трансгрессия, в конце бурдурского, в первой половине лабазтахского – регрессия. На Енисейском кряже в конце раннего рифея (кординское время) осадконакопление происходило в прибрежных обстановках с опресненными водами, в прибрежно-морских и морских условиях при нормальной солености вод.

В начале среднего рифея на севере Сибирской платформы в Игарском районе режим бассейна седиментации был неустойчивым. На фоне слабой регрессии происходили трансгрессии и регрессии меньшего порядка, обусловившие в губинское время прибрежные обстановки пресноводные и с опресненными водами. В дальнейшем развитие трансгрессии обусловило преобладание нормально-морского режима в чернореченское время. В Туруханском районе в начале среднего рифея в стрельногорское время режим бассейна седиментации был неустойчивым. Существовали обстановки прибрежные, прибрежно-морские и опресненные морские. При регрессивном режиме бассейна (аналогично губинскому), в прибрежных и прибрежно-морских условиях с опресненными водами образовались осадки свиты линок. В сухотунгусинское и деревнинское время развитие трансгрессии обусловило преимущественно морские обстановки осадконакопления с периодическим незначительным опреснением вод бассейна. Подобная характеристика условий осадконакопления в среднем рифее Туруханского района дана А.В. Ивановской /Ивановская и др., 1979/. На Енисейском кряже в среднем рифее выделяется два этапа осадконакопления: в сухопитский период преобладало регрессивное развитие бассейна седиментации; в тунгусикский – режим бассейна преимущественно был трансгрессивным с нормальной соленостью вод. В течение среднего рифея на фоне регрессивного, затем трансгрессивного развития бассейна прибрежные обстановки возникали в горбилоское, удерейское, погорюйское, среднепотоскуйское, раннешунтарское и среднекиргитейское время. Морское осадконакопление приурочено ко времени свиты карточка, аладинскому, джурскому, позднешунтарскому, ранне-позднекиргитейскому /Авдеевский и др., 1975/. На востоке Сибирской платформы (Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский прогиб) средний рифей охарактеризован преимущественно регрессивным режимом в тоттинское время и трансгрессивным – с конца малгинского и до начала лахандинского. В конце омнинского и начале малгинского времени уже отмечается начало трансгрессии, на фоне которой в середине малгинского времени произошла регрессия, обусловившая существование опресненного, пресноводного бассейна. С конца малгинского времени трансгрессия возобновилась и в шипандинское время достигла наивысшей точки за весь среднерифейский период. В лахандинское время проявилась тенденция регрессии.

Конец позднего рифея на севере Сибирской платформы характеризуется

преимущественно регрессивным режимом бассейна седиментации. В конце чернореченского времени существовали прибрежно-морские обстановки, сменившиеся морскими в начале излучинского. В дальнейшем в излучинское время развивалась регрессия, обусловившая в конце верхнего рифея прибрежные обстановки осадконакопления. В Туруханском районе начало позднего рифея характеризуется трансгрессивным режимом бассейна, обусловившим морские условия в мироедихинское время осадконакопления. На юго-востоке Енисейского кряжа в позднем рифее в нижнеангарское и самом начале тасеевского времени режим бассейна был регрессивным, в дашкинское и начале мошаковского – трансгрессивным. Эти регрессии и трансгрессии развивались на фоне общей позднерифейской регрессии. На восточной окраине Сибирской платформы (Учуро-Майская плита, Юдомо-Майский прогиб) в лахандинское время осадконакопление происходило в морских условиях. В кандькское время на фоне начавшейся регрессии возникали прибрежно-морские обстановки. В устькирбинское время еще заметнее проявилась тенденция регрессивного развития бассейна, в результате которой в районе хр. Улахан-Бам образовывались пресноводные и опресненные бассейны, в районе р. Юдома в конце устькирбинского времени осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях.

Вендский период на севере Сибирской платформы начинается интенсивно развивающейся трансгрессией, достигшей максимума и обусловившей морские обстановки в начале сухарихинского времени. Во второй половине сухарихинского времени на фоне регрессивного режима возникали трансгрессии и регрессии меньшего порядка. Завершилось оно трансгрессией, продолжавшейся в краснопорожское время и обусловившей морские условия осадконакопления. В Туруханском районе с начала платоновского времени развитие бассейна было трансгрессивным, условия осадконакопления – морскими; они оставались стабильными почти до конца платоновского времени, лишь в конце его кратковременно появлялись прибрежно-морские обстановки /Глинистые минералы..., 1976/. В районе Приангарья мошакская трансгрессия продолжалась в редколесное и островное время. В результате такого режима бассейна происходила направленная смена обстановок осадконакопления от прибрежных с опресненными водами в чистяковское время и начале мошаковского до нормально-морских в редколесное и островное /Советов и др., 1975/. На восточной окраине Сибирской платформы в начале юдомского времени развивалась трансгрессия, в результате которой в течение юдомского времени преобладали морские обстановки. В позднеюдомское время состояние морского бассейна было устойчивым, лишь к концу его проявилась регрессия. Морские условия еще сохранялись в пестроцветное время кембрийского периода /Акульшина, Пономарев, 1979/.

На севере Сибирской платформы и в Игарском районе раннекембрийская трансгрессия завершилась в конце алданского века, в дальнейшем происходила регрессия бассейна. Регрессивное развитие бассейна продолжалось и в ленский век, в начале которого возникала трансгрессия. В начале амгинского века развивалась трансгрессия бассейна, сменявшаяся регрессией в конце века. Майский век характеризуется общей тенденцией регрессивного развития, многократно осложнявшегося трансгрессиями и регрессиями малого ранга. В Туруханском районе трансгрессивное развитие бассейна седиментации наблюдалось в алданском веке, начале ленского и в амгинском. В майском веке на фоне общей регрессии возникали трансгрессии, приуроченные к его началу. В верхнем кембрии преобладало регрессивное развитие бассейна, осложнявшееся трансгрессией в средней его части. Начало устьмундуйского времени характеризуется трансгрессией, середина и конец – регрессией. На юге Сибирской платформы, в Приангарье, в климинское и агалевское время существовали прибрежно-морские и прибрежные обстановки. В результате зелеевской трансгрессии возникли морские условия,

только в некоторых местах оставались прибрежно-морские. В раннеэвенкийское время последние преобладали, причем соленость вод менялась от повышенной до опресненной. В среднеэвенкийское время проявилась трансгрессия, обусловившая появление морских условий осадконакопления. Позднеэвенкийская регрессия в некоторых районах сопровождалась опреснением вод. Так, в районе водораздела Тайга – Иркинеева в средне- и верхнеэвенкийское время существовали пресноводные и сильно опресненные бассейны.

На Юго-Западном Прианабарье и северо-западе Сибирской платформы в начале устькутского века еще существовали прибрежные условия, но развивающаяся трансгрессия обусловила появление в конце века морских обстановок. В начале чуньского века режим бассейна был регрессивным с трансгрессией примерно в середине века, после которой резко усилилась регрессия, обусловившая возникновение прибрежных обстановок. В течение кривоуцкого и мангазейского веков четко и быстро сменились две значительные трансгрессии и регрессии. На фоне позднеордовикской регрессии в долборском веке проявилась кратковременная трансгрессия. В конце мангазейского века и долборском осадки накапливались в прибрежно-морских и морских условиях. Для Туруханского района геохимические данные имеются только по нижнеордовикской эпохе, в течение которой развивалась трансгрессия. Прибрежные обстановки, существовавшие в самом начале устьмундуйского времени, к концу его сменились морскими бассейнами. На юге Сибирской платформы, в юго-западной части Тунгусской синеклизы и Иркутском амфитеатре значительные трансгрессии происходили в устькутском, кривоуцком, мангазейском веках, менее значительные – в чуньском и долборском. Сменяющие их регрессии были на рубеже устькутского – чуньского веков, чуньского – кривоуцкого, кривоуцкого – мангазейского и в долборском веке. Осадки при этом накапливались преимущественно в прибрежно-морских и морских условиях /Глинистые минералы..., 1976/.

В лландоверийском веке в Юго-Западном Прианабарье, на северо-западе Сибирской платформы и в юго-западной части Тунгусской синеклизы с развитием трансгрессии прибрежно-морские обстановки сменялись морскими. В венлокской трансгрессии достигла максимума и установился нормально-морской режим. В конце венлокского – начале лудловского века началась регрессия. В конце лудловского века условия осадконакопления были прибрежно-морскими.

Девонский период на севере Сибирской платформы характеризуется нормально-морскими, реже прибрежно-морскими условиями осадконакопления. В жединском веке развивалась трансгрессия, продолжавшаяся в течение кобленецкого. В самом начале раннего девона соленость вод была пониженной, в дальнейшем – менялась от пониженной до нормальной. В середине эйфельского века, ближе к его началу, произошла регрессия. В живетском веке море преимущественно трансгрессировало, соленость вод менялась от нормальной до повышенной. В конце живетского – начале франского века наблюдался максимум трансгрессии, сменившийся в первой половине франского века регрессией. Соленость вод была нормальной и повышенной. Примерно в середине франского века проявилась трансгрессия, соленость вод менялась от пониженной до повышенной. Наиболее значительные трансгрессии были в раннем, среднем и позднем девоне. В среднем девоне развитие трансгрессии было колебательным, максимум ее приходился на конец среднего девона и продолжался в позднем.

Схема развития трансгрессий и регрессий, а также характеристика обстановок осадконакопления в кембрии, ордовике, силуре и девоне, построенные автором по геохимическим параметрам глинистого вещества, в основном согласуются с палеогеографическими реконструкциями и литологическими данными других исследователей /Писарчик и др., 1975; Савицкий и др., 1967; Складорова, 1977; Соколов и др., 1982; Занин, 1970; Бгатов, 1973; Бгатов и др., 1969; Марков, 1970; Матухин, 1968; Меннер, 1962/.

Режим седиментации и фациальные обстановки в позднем палеозое Тунгусского бассейна менялись направленно и циклично. Процесс осадконакопления в северной, северо-восточной, центральной и южной частях Тунгусской синеклизы развивался одинаково. В Далдын-Алаakitском районе в конекское время на большей части площади преобладали прибрежные и прибрежно-морские обстановки. В айхальское время по сравнению с конекским более широко распространились пресноводные и прибрежные опресненные бассейны седиментации; в ахтарандинское и боруллойское преобладали пресноводные и прибрежные опресненные обстановки осадконакопления. На фоне развития регрессивного режима происходила циклическая смена трансгрессий, образующих ряды разных рангов. Трансгрессии соответствуют концам конекского, ранне- и позднеайхальского, ранне- и позднеахтарандинского, ранне- и позднеборуллойского времени. В Мало-Ботуобинском районе распространенность пресноводных обстановок осадконакопления нарастала, начиная от лапчанского времени и в течение ботуобинского. При трансгрессивных режимах они также сохранялись. Регрессии и трансгрессии чередовались, образуя закономерные ряды, в которых интенсивность того или иного режима ослаблялась или усиливалась. В раннеборуллойское время нарастала интенсивность трансгрессивных циклов меньшего ранга, в позднеборуллойское - регрессивных. В позднепермскую эпоху морские обстановки возникали реже, чем в средне-позднекаменноугольную, преобладали прибрежные и пресноводные /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/. В центральной части Тунгусской синеклизы в катское время существовали прибрежно-морские и морские обстановки. В бургуклинское время преобладали опресненные и пресноводные бассейны. В районе Подкаменной Тунгуски в начале пеляткинского времени было кратковременное осолонение бассейна седиментации. В южной части Тунгусской синеклизы, в Илимско-Катском и Кокуйском районах, в тушамское время и в начале катского осадконакопление происходило в морских условиях. Позже, в катское и бургуклинское время, преобладали обстановки опресненных бассейнов, но в некоторые моменты наблюдались морские и прибрежно-морские условия. В самом начале бургуклинского времени в Кокуйском районе существовал бассейн с осолоненными водами /Глинистые минералы..., 1976/. Схема развития трансгрессий и регрессий и фациальных обстановок, построенная на основании геохимических параметров глинистого вещества, коррелируется с палеогеографическими построениями по литологическим данным /Павлов, 1974; Будников, 1976; Позднепалеозойский литогенез..., 1982/.

В самом конце триасового периода, на рубеже с юрским периодом, на севере Сибирской платформы в районе Анабарского залива развивалась трансгрессия, обусловившая смену прибрежно-морских условий морскими. В геттанг-синемюрский век трансгрессия достигла максимума, морской бассейн имел значительные размеры. В плинсбахский век на фоне длительной, постепенной регрессии преобладали морские условия осадконакопления, иногда возникали прибрежно-морские. Тоарский век по сравнению с плинсбахским характеризовался трансгрессивным режимом и морскими условиями. Тоарская трансгрессия достигла максимума на рубеже с ааленским веком, где сменилась слабой регрессией, осложняющейся в конце века кратковременной трансгрессией. В начале батского века регрессия продолжалась, в конце века сменилась трансгрессией. Осадки накапливались в морских, прибрежно-морских, иногда в прибрежных обстановках. В районе мыса Цветкова режим развития бассейна седиментации был таким же, как в районе Анабарского залива; с начала геттанг-синемюрского века трансгрессия имела максимум и сменилась медленной длительной регрессией в плинсбахе. Обстановки осадконакопления были прибрежно-морскими, затем прибрежными. В тоарский век режим бассейна был трансгрессивным, но прибрежно-морские обстановки сохранились, иногда возникали условия, близкие к морским. На рубеже с

ааленским веком трансгрессия была максимальной, в конце аалена произошла смена на слабо выраженный регрессивный режим, осложнившийся кратковременной трансгрессией в конце века. При этом сохранились прибрежно-морские обстановки, иногда возникали прибрежные. В байосский век продолжалось развитие ааленской трансгрессии; вначале прибрежно-морские обстановки сохранялись, затем большую часть времени существовали прибрежные обстановки осадконакопления. Келловейский век характеризуется интенсивным развитием трансгрессии, на фоне которой три раза менялись трансгрессии и регрессии меньшего порядка.

Из приведенного выше описания смены режимов бассейнов Анабарского залива и мыса Цветкова следует, что развитие их было синхронным. В начале раннеюрской эпохи в том и другом районе режим бассейнов был трансгрессивным, в середине (плинсбах) сменился регрессивным, в конце – снова трансгрессивным. В районе Анабарского залива преобладали морские, в районе мыса Цветкова – прибрежно-морские и прибрежные обстановки. Среднеюрская эпоха характеризовалась преимущественно регрессивным режимом бассейнов, регрессия была слабой, замедленной и продолжительной. Осадконакопление в районе Анабарского залива происходило в морских, иногда прибрежно-морских, в районе мыса Цветкова – прибрежно-морских, в конце эпохи – прибрежных условиях. Начало поздней юрской эпохи ознаменовалось значительной трансгрессией, в результате которой прибрежные обстановки сменились морскими. Соленость вод в бассейне Анабарского залива была нормальной, иногда повышенной, в районе мыса Цветкова нормальной и пониженной /Левчук, Акульшина, 1982/.

В Среднем Приобье Западно-Сибирской плиты в ранне- и среднеюрскую эпоху в районе Нижнеуртовского свода осадконакопление происходило в морской и прибрежно-морской обстановках. В оксфордский век (позднеюрская эпоха) на Каменной площади, в волжский – на Вяткинской, Чуельской площадях в районе Нижнеуртовского свода существовали морские обстановки, на Колик-Еганской, Чебачьей, Локосовской и Сальмской площадях – прибрежные обстановки. В ранне меловую эпоху в берриасе на Ханты-Мансийской площади осадконакопление происходило в прибрежно-морской обстановке, на Владимирской площади – морской. В дальнейшем до конца ранне меловой эпохи сохранились морские условия /Глинистые минералы..., 1976/. В целом для Среднего Приобья тоарско-батский период характеризуется морскими условиями осадконакопления. В келловейском веке режим бассейна был регрессивным, но осадки накапливались также в морских обстановках. В баженовское время развивалась трансгрессия бассейна. Начало валанжинского века знаменуется регрессией; конец – трансгрессией, которая продолжалась до конца ранне меловой эпохи.

Параметрическое описание фациальных обстановок и режима бассейнов седиментации позволяет выявить направленную и периодичную эволюцию этого процесса в течение рифея и фанерозоя на Сибирской платформе, ее обрамлении и Западно-Сибирской плите. Прибрежные пресноводные и прибрежно-морские обстановки существовали в раннем рифее, но распространенность их в разные периоды геологической истории менялась, нарастая в течение рифея и фанерозоя. Максимальное распространение они имели в средне-позднекаменноугольную эпоху и пермский период. Периодичность процесса развития бассейнов проявилась в расширении площадей прибрежных пресноводных и прибрежно-морских обстановок в первой половине среднего рифея, в позднем рифее, позднем кембрии, среднем, позднем карбоне и перми. Соответственно менялись относительные размеры морских бассейнов седиментации, происходило уменьшение их площадей от рифея к мезозою (см. табл. 25).

Максимальные водные пространства существовали в среднем рифее (нижний рифей изучен недостаточно), наименьшие – в среднем, позднем карбоне и перми. На фоне направленного уменьшения размеров морских бассейнов периодически

возрастали площади акваторий во второй половине среднего рифея, венде, кембрии, девоне, юре. При этом в каждом последующем периоде размеры морских бассейнов были меньше, чем в предыдущем. Описанная выше по геохимическим особенностям глинистого вещества эволюция морских бассейнов хорошо согласуется с глобальными эвстатическими колебаниями в фанерозое, установленными по площади морей в процентах от общей площади континентальных блоков /Милановский, Мальков, 1980/, и соответствует представлению А.Л. Яншина /1977/ о значительных глубинах морских бассейнов геологического прошлого.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

В протерозое и фанерозое минеральный состав глинистого вещества необратимо менялся – уменьшалось содержание гидрослюда, увеличивалось – монтмориллонита и смешанослойных минералов. В данном интервале истории Земли по соотношению минералов в глинистом веществе выделяется четыре этапа: протерозойский, нижнепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский. На фоне необратимого изменения минерального состава наблюдается периодическое обогащение его каолинитом, наибольшее содержание которого наблюдается на определенных стратиграфических уровнях.

Необратимо менялся и химический состав глинистого вещества; заметно уменьшалось содержание минералообразующих (алюминия, железа и калия) и малых элементов (титана, циркония, галлия, ванадия, хрома, кобальта, цинка и свинца). Уменьшалось соотношение алюминия и натрия, калия и натрия. Направленное изменение химического состава осложнялось периодическим, которое четко проявляется по соотношению алюминия и натрия, калия и натрия, отражающему химическую дифференциацию или зрелость глинистого вещества. Периодическое повышение зрелости глинистого вещества происходило на определенных стратиграфических уровнях.

Обогащение глинистого вещества каолинитом и повышение его зрелости на определенных стратиграфических уровнях свидетельствует о периодическом усилении химического выветривания. Уменьшение величины отношения алюминия к натрию, калия к натрию в интервале рифей – фанерозой показывает ослабление этого процесса.

Стратиграфические уровни зрелого глинистого вещества коррелируются с эпохами корообразования в Сибири, выявленными по другим литологическим критериям. Максимальной зрелости глинистого вещества в мукунской и кординской свитах нижнего рифея, в низах и второй половине среднего рифея, в низах и верхах верхнего рифея, во второй половине венда, в низах и середине кембрия, среднем и верхнем ордовике, среднем и верхнем девоне, верхней перми, нижней и верхней юре соответствуют коры выветривания и продукты их переотложения. Стратиграфическая корреляция кор выветривания, переотложенных продуктов выветривания, осадочных полезных ископаемых, связанных с корама, а также уровней зрелого глинистого вещества свидетельствует о синхронности процессов выветривания, глинообразования и отложения глинистого вещества в бассейне седиментации.

Геохимические особенности глинистого вещества показывают, что в протерозое химическое выветривание на суше протекало в более щелочной среде по сравнению с фанерозоем. Понижение щелочности среды выветривания происходило в течение рифея, особенно резко на рубеже венд – кембрий, в девоне и перми. Наиболее щелочные условия выветривания в раннем рифее, соответствующие более ариднему климату, сменились менее щелочными и менее аридными в мезозое. В протерозое и фанерозое в областях денудации Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты на фоне необратимого развития климата происходили периодические его изменения. Периодичность проявилась в смене аридных и гумидных условий. Выявленные периоды аридизации и гумидизации климата, вероятно, являются процессами разного порядка. Периоды высокого ранга корре-

лируются с этапами развития растительности, соленакопления и образования красноцветов в истории Земли.

В рифее и фанерозе на Сибирской платформе, ее обрамлении и Западно-Сибирской плите происходило необратимое и периодичное развитие режимов седиментации. В данном интервале времени прослеживается увеличение прибрежных пресноводных и прибрежно-морских обстановок, при этом периодически расширялись площади морских бассейнов. В различных частях Сибирской платформы трансгрессии проявлялись с разной интенсивностью. Максимального развития они достигали на Анабарском массиве (в позднеильинское, позднебурдурское и устьильинское время раннего рифея), в Туруханском (в сухотунгусинское и деревнинское время среднего рифея) и Учуро-Майском (в позднеомнинское – раннеамалгинское, ципандинское и среднелахандинское время среднего рифея) районах. На Енисейском кряже в среднем рифее режим седиментации был преимущественно трансгрессивным с максимальными трансгрессиями во время свиты карточка, в аладыинское, джурское, позднешунтарское, свиты Серого Ключа, позднеадыктинское время. Поздний рифей характеризуется преимущественно регрессивным режимом, на фоне которого развивались трансгрессии в Игарском районе в позднечернореченское – раннеизлучинское время; в Туруханском районе в мироедихинское; на Енисейском кряже в дашкинское, мошаковское; в Прибайкалье – в позднеголуостенское, позднеулунтуйское время и в конце раннекачегратского.

Вендский период начинается интенсивно развивающейся трансгрессией, максимум которой в Игарском районе наблюдается в раннесухарихинское время; в Туруханском – в платоновское; в Приангарье – в редколесное и островное; на восточной окраине Сибирской платформы – в позднеюдомское время.

Раннекембрийская трансгрессия на Сибирской платформе завершилась в позднеалданский век, последующие трансгрессии были в ранне-среднеленском, амгинском веках и позднем кембрии. На юге платформы и в Приангарье наиболее значительные трансгрессии проявились в зелеевское и среднеэвенкийское время.

На Юго-Западном Прианбарье, северо-западе и западе Сибирской платформы раннеордовикская трансгрессия достигла максимума в позднеустькутский век. В течение криволуцкого и мангазейского веков четко и быстро сменились две трансгрессии и две регрессии, в долборском веке – одна трансгрессия. На юге Сибирской платформы, в Иркутском амфитеатре и юго-западной части Тунгусской синеклизы значительные трансгрессии происходили в устькутский, криволуцкий, мангазейский века, менее значительные – в середине чуньского и долборского веков, лландоверийская трансгрессия в венлоке достигла максимума.

На севере Сибирской платформы наиболее значительными были трансгрессии в раннем, среднем и позднем девоне. В среднем девоне развитие трансгрессии было колебательным, максимум ее приходился на конец среднего девона.

В позднем палеозое Тунгусской синеклизы на фоне развития регрессивного режима происходила периодическая смена трансгрессивных и регрессивных режимов седиментации. Трансгрессивные режимы соответствуют концам позднеконекского, ранне- и позднеайхальского, ранне- и позднеахтарандинского, ранне- и позднеборуллового времени.

В районе Хатангской впадины в начале и конце раннеюрской и начале позднеюрской эпох режим бассейнов седиментации был трансгрессивным. Позднеюрская трансгрессия наиболее значительна. В Среднем Приобье Западно-Сибирской плиты выявляются трансгрессии в поздней юре, позднем валанжине, готерив-барреме, апт-альбе.

Развитие трансгрессий бассейнов осадконакопления, выявленных по геохимическим особенностям глинистого вещества, согласуется с глобальными эвстатическими колебаниями в фанерозе, установленными по площади морей.

ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНОМ РУДОГЕНЕЗЕ
(НА ПРИМЕРЕ МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА)

В складчатом обрамлении Сибирской платформы выявлены свинцово-цинковая и медная минерализация, рудопроявления и месторождения. Свинцово-цинковые оруденения встречены в бассейнах рек Юдома, Аллах-Юнь, Белая, на правом берегу р. Алдан, на Енисейском кряже /Горбунов и др., 1972; Волкодав и др., 1976; Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979; Бровков и др., 1980/. Меденосные отложения широко распространены по южному обрамлению платформы от Енисейского кряжа до Юдомо-Майского прогиба /Кутырев, 1969; Стаников, 1971; Медистые песчаники..., 1977; Гурьев, Кропачев, 1978; Старников, Мехоношин, 1981/.

Установленные на первых этапах изучения особенности некоторых свинцово-цинковых месторождений Енисейского кряжа, Северо-Западного Прибайкалья и Юго-Восточной Якутии позволяют обоснованно отнести их к группе стратиформных /Горбунов и др., 1972; Иогансон, Кропачев, 1976; Щеглов, 1976; Пономарев и др., 1977/. Стратиформные месторождения подчинены напластованию вмещающих пород, имеют длительное развитие – от сингенетического отложения рудного вещества в период формирования рудовмещающих толщ до последующего эпигенетического накопления рудной массы после возникновения этих толщ /Смирнов, 1971/. Вероятная полигенность и полихронность формирования стратиформных месторождений предполагает совмещение в пределах единого рудного района образований с признаками осадочного и эпигенетического (гидротермального) отложения рудного вещества. Поэтому решение проблемы образования стратиформных месторождений требует всестороннего комплексного изучения рудовмещающих отложений. Один из главных факторов, определяющий концентрацию рудных элементов в осадочных толщах, – возникновение газоводных термальных растворов в глинистых толщах на стадии катагенетических преобразований, в результате которых происходит разложение рассеянного органического вещества, трансформация глинистого вещества и другие процессы. Главная причина катагенетических преобразований – уплотнение глин, в которых образуются разнообразные газоводные растворы. Глинистые толщи, обогащенные органическим и глинистым веществом, а также различными металлами, находящимися в активной форме, погружаясь в зону катагенеза и перехода с одного термобарического уровня на другой, становятся источником различных растворов, в том числе рудных. Растворы отжимаются из глинистых толщ в пласты-коллекторы и зоны тектонических трещин и разломов, формируя стратиформные месторождения /Холодов, 1981/.

Основное количество месторождений минерального сырья формируется в результате различных геологических процессов, протекающих на поверхности нашей планеты /Яншин, 1972/. Глинистое вещество, являющееся продуктом экзогенных процессов, несет информацию об их физико-химическом характере. Для выяснения условий сингенетического накопления осадка и рудного вещества, а также выяснения особенностей металлогении осадочных толщ автором изучалось глинистое вещество рудовмещающих отложений /Пономарев и др., 1977; Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979; Пономарев и др., 1981; Акульшина, 1982а; Тьчинский и др., 1982; Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, 1983/. В настоящей главе приводятся полученные автором оригинальные данные о концентрациях рудных элементов (Cu, Zn, Pb) в глинистом веществе, закономерностях распределения металлоносных осадков в страти-

графическом интервале протерозой – фанерозой, условиях их образования. Эти материалы получены при изучении отложений, содержащих не только рудные, но и повышенные концентрации и минерализацию меди, цинка, свинца и других элементов. По отложениям нижнего протерозоя, помимо аналитических данных, полученных автором по разрезам Карелии, используются данные /Мележик, Предовский, 1982/ по разрезам Кольского полуострова. Условия осадконакопления для всего рассматриваемого интервала истории Земли описываются по единой методике, разработанной автором /Глинистые минералы..., 1976/, с применением геохимических параметров, позволяющих количественно оценить выветривание, климат, фациальные обстановки, режим бассейнов седиментации и выявить связь распределения концентрации меди, цинка и свинца в глинистом веществе с условиями осадконакопления.

Нижний протерозой

Представление о сохранности главных особенностей химического состава пород при региональном метаморфизме, доказанное и признаваемое в настоящее время многими исследователями, позволяет проводить геохимические исследования протерозойских пород по методам, применяемым к фанерозойским породам. Изучение докембрийских комплексов северо-востока Балтийского щита, проведенное В.А. Мележиком, А.А. Предовским /1982/, показало, что геохимические ряды подвижности и распределение в них элементов очень близки (иногда тождественны) рядам подвижности фанерозоя. Поэтому при реконструкции параметров выветривания, климатических условий, тектонического режима, выявления биохимических, физико-химических и механических барьеров был применен анализ рядов подвижности элементов, разработанный Н.М. Страховым. Указанными исследователями проведено также определение интенсивности химического выветривания, климата, фациальных обстановок и режима бассейнов седиментации по методике, разработанной автором настоящей работы. Результаты, полученные при этом, подтверждаются данными других исследований.

Карелия

Медно-сульфидные рудопроявления, связанные с ятулийскими отложениями, довольно широко распространены на территории Карелии /Сиваев, Попова, 1967/. Встречающиеся рудопроявления меди относятся к трем типам: жильному, медистым песчаникам и вулканогенно-вкрапленному. Месторождение близ оз. Муезеро, приуроченное к зоне контакта дайки габбро-диабазы с вмещающими кварцито-песчаниками, относится к типу медистых песчаников. Рудная минерализация, представленная борнитом, халькозином, халькопиритом, пиритом, налетами медной сини и зелени, имеет строгий литологический контроль – связана с пачкой тонкозернистых горизонтально-слоистых кварцито-песчаников. Муезерское рудопроявление по строению сходно с рудопроявлением Воронов Бор, Медвежьегорской зоны, также приуроченным к контакту кварцито-песчаников с лавами нижнего ятулия. В последнем литолого-стратиграфический контроль выражается четкой связью с косослоистыми горизонтами песчаников /Голубев, Светов, 1981/. С начала ятулийского времени была широко распространена кора выветривания, поставлявшая значительное количество терригенного материала в мелководные бассейны седиментации, перемежающиеся с равнинной сушей. Образовывались аллювиальные и прибрежные отложения, содержащие до 95% кварца. Обломочная монтмарцевая формация в целом накапливалась при трансгрессивном режиме бас-

сейна. В конце протоплатформенного этапа образовывались ритмично-слоистые сланцево-песчаные формации, отражающие широкое развитие кор выветривания и регрессию бассейна /Соколов и др., 1977/.

В районах р. Шуя, Онежского и Черного озер в глинистом веществе крупно- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов и песчано-глинистых сланцев нижней части петрозаводской свиты содержится 100–120 г/т меди, 90–170 г/т свинца. В песчаниках, кварцито-песчаниках, слюдисто-глинистых сланцах и алевролитах нижней и средней частей шокшинской свиты глинистое вещество содержит 100–120 г/т меди, 50–52 г/т свинца. Геохимические параметры глинистого вещества (см. табл. 26) показывают, что осадки петрозаводской и шокшинской свит накапливались в условиях опресненных и пресноводных бассейнов. На суше в это время происходило интенсивное химическое выветривание при резко аридном климате (в щелочных условиях).

Кольский полуостров

На Кольском полуострове ятулийскому уровню Карелии соответствуют две части разреза, отвечающие нижнему и среднему ятулию. Значительная часть верхнего ятулия относится к заонежскому уровню. С нижней частью разреза ятулийского уровня сопоставляются метаосадочные породы умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны, куэтсарвинская свита Печенги, часть трехостровной свиты Усть-Понойской зоны, ниваярвинская толща Куоляярвинской зоны. Верхней части ятулийского уровня Кольского полуострова соответствуют ильмозерская свита Имандра-Варзугской зоны, коласйокская свита Печенги, верхняя часть трехостровной свиты Усть-Понойской зоны, соваярвинская толща Куоляярвинской зоны /Мележик, Предовский, 1982/. В верхнеятулийских отложениях бассейна Печенги, в пределах Имандра-Варзугской и Усть-Понойской зон, выявлены повышенные содержания марганца, титана, ванадия, хрома, фосфора. Заонежский и ладожский уровни в пределах Кольского полуострова обогащены ванадием, медью, свинцом, цинком, молибденом, золотом, никелем и кобальтом /Ахмедов, 1971; Предовский и др., 1974; Бекасова, Аведисян, 1978; Мележик, Предовский, 1982/. Накопление повышенных и аномальных содержаний элементов, образование потенциально рудоносных толщ происходило в периоды относительной стабилизации тектонического режима. Фациальные условия определяли в значительной мере пространственное соотношение накопления элементов с их рассеянным содержанием в осадках. По-видимому, влияние климатического фактора на накопление повышенных концентраций рудных элементов было косвенным, через реализацию определенных типов осадочных ассоциаций. Важная роль в формировании рудных накоплений принадлежала процессам синхронного вулканизма и наличию органического вещества в осадках.

В нижнеятулийских породах широко распространены высокодифференцированные и высокозрелые осадки, среди которых значительное место занимают кварцевые метапсаммиты и гидрослюдистые метапеллиты. Для данного уровня в целом характерны относительно высокие значения параметров, отражающих интенсивность химического выветривания. Формирование пород нижнего ятулия происходило в условиях стабильного тектонического режима, наибольшая стабилизация его наблюдалась в начальные и средние этапы раннего ятулия. В позднеятулийское время по сравнению с раннеятулийским тектонический режим был более активным. В целом для ятулия тектонический режим питающих провинций и области осадконакопления в пределах Печенгско-Варзугского пояса был более активным, чем в этот же период на сопредельных территориях в Карелии /Мележик, Предовский, 1982/.

По геохимическим параметрам $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ в разрезе Имандра-Варзугской зоны наблюдается изменение интенсивности химического выветривания во времени. Осадки нижнеполисарской свиты образовались при слабом химическом выветривании, умбинской – при более интенсивном, которое вначале было максимальным. В течение ильмозерского времени интенсивность химического выветривания усиливалась. В пределах Печенгской зоны изменение геохимических параметров по разрезу имеет аналогичный характер, но средние их значения несколько выше относительно Имандра-Варзугской зоны (см. табл. 27).

Климат в раннем протерозое не был постоянным /Соколов и др., 1970; Корякин, Сафронов, 1979; Негруца, 1979; Мележик, Предовский, 1982/. Гумидизация происходила в сариолийское и позднеятулийское время, аридизация – в раннеятулийское и ладожское. О чередовании гумидного и аридного климата в раннем протерозое свидетельствуют также и геохимические параметры глинистых пород, анализ которых подтверждает вывод о гумидном в сариолийское и позднеятулийское время, об аридном – в раннеятулийское и ладожское. Смена гумидных условий на аридные происходила на рубежах сариолийского и раннеятулийского, позднеятулийского и ладожского времени (см. табл. 27). Фациальные условия раннего ятулия характеризуются большим разнообразием. Так, терригенные осадки Имандра-Варзугской зоны образовались в условиях временных потоков, карбонаты и песчаники Печенги отложились в мелководных условиях – русловые, прибрежно-мелководные фации, периодически затопляемые участки /Предовский и др., 1974/. Позднеятулийские отложения нижнеильмозерской подсвиты представляют трансгрессивный разрез от временных потоков и дельт в низах до прибрежно-морских и морских в верхах. В Печенгской зоне аркозовые метапсаммиты, метаалевролиты, гравелиты, конгломераты, аркозовые метапсаммиты, метаалевролиты с гематитом и магнетитом, а также туфогенные сланцы образовались в потоках, дельтах, лагунах и мелководно-морских обстановках. Еще более мелководные условия седиментации существовали в Усть-Понойской зоне, где преобладали дельтовые и прибрежно-мелководные фации /Ахмедов, 1971; Предовский и др., 1974; Мележик, Предовский, 1982/.

Геохимические параметры глинистого вещества, характеризующие фациальные обстановки и режим бассейна седиментации, показывают, что в раннеполисарское время существовали пресноводные обстановки. В самом начале раннеумбинского времени интенсивно развивалась трансгрессия, обусловившая нормально-морские обстановки, затем сменившиеся прибрежными в результате регрессии. Формирование осадков ильмозерской свиты происходило вначале в прибрежных условиях при трансгрессии, завершившейся морскими обстановками, затем при постепенной регрессии – в пресноводных и прибрежных обстановках. Изменение величины $V:Ga$ в разрезе метапелитов Имандра-Варзугской зоны свидетельствует о том, что каждая свита представляет собой один трансгрессивно-регрессивный цикл. Эта характеристика условий осадконакопления соответствует литологическим особенностям пород, палеофациальным условиям их образования, установленным другими исследователями /Мележик, Предовский, 1982/.

Нижний рифей

Концентрация малых элементов, в том числе и рудных, в глинистом веществе нижнего рифея относительно его верхних подразделений понижена. В разрезах нижнего рифея Енисейского кряжа рудопроявления меди, цинка и свинца в настоящее время не известны, но при изучении глинистого вещества здесь выявлены некоторые уровни с повышенной концентрацией этих элементов. В отложе-

ниях нижнего рифея Юдомо-Майского и Учуро-Майского районов зафиксировано барит-галенитовое оруденение в горизонте окремненных доломитов, медное - в горизонте среднезернистых песчаников омахтинской свиты /Ставцев, 1969/. В песчаниках базальных горизонтов устьильинской свиты Анабарского щита выявлено высокое содержание свинца и меди /Бгатов и др., 1982/. По мнению некоторых исследователей, мукунская красноцветная формация Анабарского щита является аналогом меденосной удоканской серии /Наркелюн и др., 1983/.

Анабарский щит

Наиболее высокое среднее содержание меди в глинистом веществе наблюдается в ильинской, бурдурской и устьильинской свитах. В разрезе мукунской серии пока выявлено два уровня высокой концентрации меди в глинистом веществе. Первый уровень (содержание меди 480 г/т) находится в основании верхнеильинской подсвиты, второй (100 г/т) - в нижней части устьильинской свиты. Геохимические параметры глинистого вещества показывают, что химическое выветривание в течение мукунского времени было интенсивным, в раннеильинское и лабазтахское время климат был резко аридным, в позднеильинское и устьильинское - гумидным, семиаридным. В ильинское время при трансгрессивном режиме преобладали морские и прибрежно-морские обстановки, в позднебурдурское и раннелабазтахское при регрессивном режиме существовали прибрежно-морские и прибрежные обстановки иногда с опресненными водами. В позднелабазтахское и устьильинское время в результате трансгрессии возникали прибрежно-морские, затем морские обстановки (см. рис. 5).

Повышенное содержание меди в глинистом веществе, в основании верхнеильинской подсвиты относится ко времени интенсивного химического выветривания, смены аридного климата на семиаридный и смены регрессивного режима на трансгрессивный. Уровень повышенного содержания меди нижней части разреза устьильинской свиты соответствует времени становления семигумидного климата после резко аридного, концу трансгрессивного, началу регрессивного развития бассейна седиментации.

Енисейский кряж

В тейской серии Енисейского кряжа в настоящее время рудопроявления не известны /Бровков и др., 1976/. Однако необходимо отметить высокое содержание меди, цинка и свинца в глинистом веществе некоторых горизонтов свиты хр. Карпинского (Сухого хребта, по В.Г. Петрову /1982/) и печенгинской, в которых содержится 200-300 г/т меди, 140-180 г/т цинка, 28-70 г/т свинца. Интенсивность химического выветривания в начале времени образования изученного разреза свиты Сухого хребта была высокой и очень высокой, климат аридный, осадки накапливались в прибрежных обстановках при трансгрессивном режиме. При образовании средней части разреза в результате трансгрессии возникали прибрежно-морские условия осадконакопления, химическое выветривание было умеренным, климат гумидный. Верхняя часть разреза образовалась при регрессивном режиме, умеренном химическом выветривании, гумидном, затем семиаридном климате. Повышенное содержание меди (220 г/т) и цинка (180 г/т) в глинистом веществе нижней части разреза соответствует смене аридного климата на гумидный, прибрежным обстановкам. В верхней части разреза концентрация меди (160 г/т) и в самом верху разреза - свинца (70 г/т) приурочена к переходу от гумидного климата к семиаридному и от прибрежно-морских обстановок к прибрежным.

В глинистом веществе бурзянской серии Южного Урала отмечены очень широкие пределы колебания содержания меди, цинка и свинца, имеются горизонты с высокими концентрациями этих элементов.

Средний рифей

Распределение меди, цинка и свинца в разрезе среднего рифея Игарского, Туруханского, Юдомо-Майского, Учуро-Майского районов и Енисейского кряжа изучалось в связи с рудопроявлениями и минерализацией. В пределах Енисейского кряжа к настоящему времени известно достаточно много месторождений, рудопроявлений и точек рудной минерализации, большей частью приуроченных к токминской, шунтарской и потоскуйской свитам тунгусикской серии и значительно меньше – к сухопитской, в отложениях которой большее количество рудопроявлений и рудной минерализации не всегда уверенно стратифицировано /Бровков и др., 1976; Балицкий и др., 1976; Охалкин и др., 1976/. В разрезе рифейских отложений Юдомо-Майского и Учуро-Майского районов восточной окраины Сибирской платформы имеется несколько уровней со свинцово-цинковой минерализацией и оруденением. Общим для свинцово-цинкового и медного оруденения является широкое площадное и латеральное распространение и устойчивая приуроченность свинцово-цинкового оруденения к карбонатам, а медного – к терригенным породам /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/.

Туруханский и Игарский районы

Рифейские слабометаморфизованные породы Туруханской структурно-фациальной зоны разделены на два формационных комплекса /Козлов, 1981; Козлов и др., 1981, 1982/. Первый охватывает стрельногорскую, линокскую, сухотунгусскую, деревнинскую и частично нижнетунгусскую свиты, второй – верхнюю часть нижнетунгусской и шорихинскую. В пределах этих комплексов выделяется три стратиграфических уровня с повышенными концентрациями малых элементов в породах (см. табл. 28). Первый соответствует черносланцевой-мергельной формации стрельногорской свиты, второй находится в пестроцветной терригенно-рифоидной карбонатной формации деревнинской свиты, третий – в нижней части шорихинской свиты на границе с нижнетунгусской (буровой). Четвертый стратиграфический уровень повышенной концентрации малых элементов связан с базальной пестроцветной терригенно-карбонатной формацией мироедихинской свиты, которая относится уже к формации медистых сланцев и мергелей венд-раннепалеозойского комплекса.

При изучении глинистого вещества среднерифейских отложений Туруханского и Игарского районов автором установлены два стратиграфических уровня повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе. Первый соответствует стрельногорской свите Туруханского района, губинской и лудовской – Игарского, которые сопоставляются со стрельногорской. Второй относится к деревнинской свите. Накопление осадков первого стратиграфического уровня в Туруханском районе происходило в прибрежно-морской обстановке при семиаридном и аридном климате и интенсивном выветривании на суше. Осадки второго стратиграфического уровня отложились в морских и прибрежно-морских условиях, на суше ему соответствовали очень сильное химическое выветривание и семиаридный климат. В пределах Игарского района в губинское время существовали пресноводные, прибрежные опресненные обстановки осадконакопления, иногда прибрежно-морские; на водосборной суше был резко аридный климат и очень высокая

интенсивность химического выветривания. В лудовское время обстановки осадконакопления менялись от прибрежных опресненных до прибрежно-морских, преобладал гумидный климат, химическое выветривание протекало интенсивно.

Енисейский кряж

Терригенно-карбонатные породы, обогащенные углеродистым и глинистым веществом, широко распространены на Енисейском кряже. В этих породах в достаточной мере сконцентрированы серноколчеданное, серноколчеданно-полиметаллическое, полиметаллическое, марганцевое и железное оруденения. На основании строгой стратиграфической приуроченности полиметаллического оруденения, литологической определенности горизонтов, геохимических особенностей глинистого вещества, тесного переслаивания руд с вмещающими породами, пластообразной формы рудных тел, особенностей структур и текстур, геохимических и изотопических данных было высказано мнение о вероятной синхронности отложений части руд с вмещающими их породами /Пономарев и др., 1977, 1981/. Проведенное автором изучение глинистого вещества рудовмещающих рифейских отложений Енисейского кряжа, а также районов, в которых в настоящее время месторождения не известны, показало приуроченность уровней высокой концентрации малых элементов, в том числе рудных (медь, цинк, свинец), к горизонтам рудопроявления, минерализации и месторождений. Мнение о приуроченности большей части месторождений и рудопроявлений меди, цинка и свинца к отложениям тунгусикской серии, возможно, связано с меньшей изученностью сухопитской серии. По данным автора, на определенных горизонтах последней наблюдается повышенная концентрация малых элементов в глинистом веществе. Так, в глинистом веществе кординской свиты содержание меди достигает 150 г/т, цинка 140 г/т, свинца 320 г/т. Этим же горизонтам соответствует высокая зрелость глинистого вещества, отражающая интенсивное химическое выветривание, протекавшее в кординское время в условиях семиаридного климата. Образование осадков происходило в прибрежно-морской и прибрежной обстановках при солености вод от нормальной до опресненной, иногда воды бассейна седиментации были почти пресными.

Рудопроявления свинца и цинка тисской (потоскуйской?) свиты /Охапкин и др., 1976/ коррелируются с уровнями, глинистое вещество которых имеет повышенные концентрации меди, цинка, свинца и других малых элементов. В отложениях сосновской свиты выявленным рудопроявлениям свинца и цинка соответствуют чрезвычайно высокие концентрации рудных элементов в глинистом веществе этих отложений. Имеющиеся данные /Балицкий и др., 1976/ о содержании элементов примесей в однотипных породах сухопитской и тунгусикской серий также свидетельствуют о высоких содержаниях меди, цинка и свинца в породах обеих серий (см. табл. 29).

В отложениях потоскуйской свиты известно несколько уровней цинково-медных колчеданных и свинцово-цинковых рудопроявлений /Охапкин и др., 1976/. Глинистое вещество потоскуйской свиты (см. гл. 1) обогащено малыми элементами. Каждой структурно-фациальной зоне соответствует свой набор повышенного содержания элементов, в том числе рудных. В красногорской и джурской свитах каменной зоны наблюдается высокая концентрация свинца, марганца и цинка, в горбилоской зоне - меди, в приенисейской - цинка. В потоскуйское время в разных структурно-фациальных зонах Енисейского кряжа трансгрессии и регрессии повторились одинаковое число раз /Авдеевский и др., 1975/. В каменной и приенисейской зонах осадконакопление происходило в прибрежных, прибрежно-морских и морских условиях, в горбилоской - в прибрежных. Обогащен-

ное рудными элементами глинистое вещество в каменской и приенисейской зонах приурочено к концу трансгрессивного, началу регрессивного режима бассейна седиментации, в горбилюкской — ближе к регрессивному режиму. Глинистый материал во всех трех зонах поступал из областей, где происходило чередование гумидного и аридного климата. В приенисейскую зону по сравнению с каменской и горбилюкской поступало несколько больше продуктов выветривания из областей гумидного климата. Интенсивность химического выветривания в областях денудации была высокой, но временами понижалась до средней.

В шунтарской свите на стратиграфических уровнях Горевского и Линейного месторождений, а также в бассейнах рек Горбилюк и Ангара выявлены уровни высокой концентрации малых элементов, в том числе рудных, в глинистом веществе. Условия накопления шунтарских сланцев менялись как в течение шунтарского времени в одном и том же районе, так и по площади Енисейского края на коротких отрезках времени /Пономарев и др., 1981; Акульшина и др., 1981; Акульшина, Сараев и др., 1981/. В горбилюкской зоне толща переслаивания черных глинистых сланцев, известковистых сланцев и глинистых известняков шунтарской свиты образовалась на фоне трансгрессивного развития бассейна осадконакопления. Нижние горизонты свиты отложились в прибрежной обстановке с опресненными водами. В результате трансгрессии верхняя часть разреза образовалась в морском бассейне. Однако самые верхние горизонты свиты отложились при начавшейся регрессии бассейна в прибрежной обстановке. Климатические условия в области денудации преимущественно были гумидными. При образовании средних горизонтов свиты проявилась некоторая аридизация климата. Интенсивность химического выветривания в период образования нижней трети разреза шунтарской свиты была низкой и средней. Средняя часть разреза формировалась при интенсивном химическом выветривании в области денудации. В момент отложения верхних горизонтов свиты интенсивность химического выветривания была средней и низкой. В каменской зоне темно-серые, черные глинистые и карбонатно-глинистые сланцы и черные мергели шунтарской свиты образовались в прибрежной обстановке с опресненными водами. Климатические условия области денудации в период образования этих осадков были гумидными. Интенсивность химического выветривания при образовании нижней части разреза шунтарской свиты была низкой и средней. Нижние две трети верхней части разреза формировались при интенсивном химическом выветривании в области денудации. Образование самых верхних горизонтов свиты происходило при слабом химическом выветривании. Образование шунтарских (?) сланцев, подстилающих Горевское месторождение, происходило в прибрежной обстановке с опресненными водами, интенсивность химического выветривания была невысокой, климат аридный. Месторождение Линейное включает отложения шунтарской свиты, представленные чередованием с различной степенью углеродистости (от 1 до 7%) глинистых, карбонатно- и кремнисто-глинистых сланцев. Собственно карбонатные породы встречаются редко и существенного значения не имеют. Глинистое вещество шунтарских сланцев состоит из гидрослюда, хлорита и монтмориллонита. На уровне рудных горизонтов в его составе, как правило, преобладают гидрослюда и хлорит. Содержание цинка (30–400 г/т) и свинца (17–102 г/т) в глинистом веществе черных сланцев повышено, а содержание меди (18–70 г/т) понижено. Образование осадков происходило в прибрежной, прибрежно-морской и морской обстановках с опресненными водами или водами нормальной солености. Интенсивность химического выветривания во времени менялась от низкой до высокой, а климат — от гумидного до аридного.

Таким образом, по имеющимся геохимическим данным выявляется этапность накопления шунтарских углеродистых сланцев. Первый этап характеризуется трансгрессивным развитием бассейна седиментации, обусловившим образова-

ние прибрежных, а затем морских обстановок, усилением интенсивности химического выветривания, аридизацией климата. Во второй половине (ближе к концу ее) шунтарского времени трансгрессия бассейна и интенсивность химического выветривания достигли максимума, проявилась аридизация климата. С этого переломного момента начинается второй этап образования шунтарских сланцев, для которого характерны регрессивное развитие бассейнов седиментации, понижение интенсивности химического выветривания и гумидизация климата на суше.

В киргитейской свите района р. Бол. Пит (токминские известняки), на Горевском месторождении (устьянгарские известняки), устанавливается трехчленное деление разреза. Месторождения и рудопоявления свинца и цинка сосредоточены главным образом в верхней половине разреза. К этим же стратиграфическим уровням приурочена высокая концентрация рудных элементов в глинистом веществе.

В бассейне р. Бол. Пит нижняя часть токминской свиты (~ 1260 м), включающая марганценозные горизонты, образовалась в прибрежной обстановке. Соленость вод бассейна седиментации в течение этого времени менялась — в самом начале была нормальной, в дальнейшем понизилась. Времени образования марганценозных пород соответствует прибрежная обстановка с пониженной соленостью вод. На суше происходило интенсивное химическое выветривание, которое нарастало от начала к концу рассматриваемого интервала времени. Климат менялся от гумидного к аридному. Максимум интенсивности выветривания и аридный климат приходится на момент образования марганецсодержащих пород. Средняя часть токминской свиты (~ 360 м) отложилась при трансгрессивном развитии бассейна седиментации, достигшем максимума к концу этого времени, при максимальной интенсивности химического выветривания, максимальной аридизации климата и начавшемся переходе его к гумидному. Верхняя часть токминской свиты (~ 1500 м), содержащая в верхах галенит-сфалеритовые рудопоявления, образовалась в морской, прибрежно-морской и прибрежной обстановках. В течение этого времени несколько раз происходила кратковременная смена трансгрессий и регрессий, соответственно менялась соленость вод бассейнов седиментации от нормально-морской до опресненной. Время образования верхней части токминской свиты характеризуется перепадами интенсивности химического выветривания. Относительно предыдущего интервала времени химическое выветривание здесь было менее интенсивным и непостоянным. Отмечаются изменения климата от гумидного к аридному. Времени образования пород, содержащих галенит-сфалеритовое рудопоявление, соответствует спад интенсивного выветривания, аридизация климата на суше и трансгрессивное развитие бассейна седиментации. Условия образования токминской свиты правого берега р. Ангары, вмещающей Горевское месторождение, аналогичны таковым токминской толщи бассейна р. Бол. Пит. Нижняя часть свиты здесь также образовалась при нарастании интенсивности химического выветривания и при аридном климате на суше, поставлявшей тонкодисперсный материал в бассейны седиментации. Образование осадков происходило в прибрежной и прибрежно-морской обстановках. Во время образования серых известняков, вмещающих Рудаковское месторождение, трансгрессия достигла максимума, интенсивность химического выветривания была самой высокой, климат семиаридный. Климат менялся от аридного до гумидного, в дальнейшем установился гумидный.

Таким образом, накопление осадков, составляющих киргитейскую свиту (токминские и устьянгарские известняки), происходило в два этапа, между которыми существовал переходный период. Первый этап характеризуется нарастанием интенсивности химического выветривания с одновременным усилением аридизации климата и накоплением осадков преимущественно в прибрежной обстановке с опресненными водами. Примерно с середины токминского времени началась транс-

грессия бассейна, гумидизация климата и понижение интенсивности химического выветривания на суше. Трангрессия достигла максимума в начале второй половины токийского времени, ознаменовав начало второго этапа. На втором этапе осадконакопления (при тенденции регрессии и затем – трансгрессии) существовали морские, прибрежно-морские и прибрежные обстановки. На фоне резких колебаний происходил спад интенсивности химического выветривания. При преобладании гумидного климата проявлялась его аридизация.

Анализ материала по Енисейскому краю показывает, что в среднем рифее выделяется два крупных этапа осадконакопления, соответствующих сухопитской и тунгусикской сериям, которые имеют строение циклов. В течение сухопитского периода при преимущественно аридном климате интенсивность химического выветривания, протекавшего в щелочных условиях, снижалась. Преобладало регрессивное развитие бассейнов. В тунгусикский период при гумидизации климата нарастала интенсивность химического выветривания, развитие бассейнов седиментации было трансгрессивным. В пределах этих циклов имеется несколько стратиграфических уровней высокой зрелости глинистого вещества, обогащенного рудными элементами. В сухопитской серии они выражены слабее, в тунгусикской – интенсивнее /Акульшина и др., 1981; Акульшина, Сараев и др., 1981; Пономарев и др., 1981; Акульшина, 1982а/.

Юдомо-Майский, Учуро-Майский районы

В среднерифейских отложениях восточной окраины Сибирской платформы намечается три уровня медно-свинцово-цинковой минерализации в мускульской свите, где преимущественное развитие сфалерита и галенита установлено в карбонатных, а халькопирита – в терригенных породах, и один уровень свинцово-цинкового оруденения в сидеритах, доломитах и битуминозных известняках лахандинской свиты. Последний сопоставим с горизонтом сферосидеритовых конкреций со сфалеритом, прослеженном на 40 км на северо-восточном склоне Алданского щита в отложениях той же лахандинской свиты /Ставцев, 1969/. Автором изучено глинистое вещество рифейских отложений данных районов /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/.

Глинистое вещество омахтинской свиты нижнего рифея содержит 110 г/т меди, 89 г/т цинка, 24 г/т свинца. Из-за слабой изученности разреза стратиграфические уровни высокой концентрации рудных элементов в глинистом веществе не выявлены.

Отложения среднего рифея, по данным изучения глинистого вещества, представляют осадочный макрокомплекс, отвечающий единому осадочному циклу высшего ранга – майской серии. В вертикальном разрезе майской серии четко установлено направленное, необратимое изменение химического и минерального состава глинистого вещества, степени его дифференциации и содержания микроэлементов. Степень химической дифференциации глинистого вещества увеличивается снизу вверх майской серии. По характеру изменения отношений $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ намечается циклическое строение серии, выражающееся в периодическом увеличении этих параметров /Акульшина, 1973; Глинистые минералы..., 1976/. Увеличению степени химической дифференциации глинистого вещества отвечают в разрезе бассейна р. Мая омнинская свита, верхняя часть малгинской и нижняя часть лахандинской свиты; в разрезе бассейна р. Белой – нижняя часть тальнской (основание тоттинской), верхняя часть бикской и мускульской (верхняя часть омнинской) свит, верхняя часть дугинской, вильская и сэтмуяльская свиты. Параллельно с возрастанием степени зрелости глинистого вещества в нем

увеличивается содержание малых элементов. Концентрация некоторых элементов на указанных стратиграфических уровнях проявляется не только в глинистом веществе, а и в породах. По данным И.Г. Волкодава и др. /1976/, в доломитовых песчаниках и алевролитах мускельской свиты бассейна р. Белой, которая сопоставляется с верхами тоттинской, установлено три уровня с вкрапленностью и прожилками галенита, сфалерита и халькопирита. Нижнемускельские полиметаллические и медные уровни прослежены на крыльях Горностахского антиклинального поднятия на десятки километров, сохраняя четкую литологическую приуроченность. В пределах Кыллахского выступа формирования вмещает медное оруденение /Кренделев, Лучко, 1968/.

На северо-восточном склоне Алданского шита в бассейне р. Ингили в аргиллитах и алевролитах лахандинской свиты прослежен на расстоянии 40 км горизонт сферосидеритовых конкреций со сфалеритом /Ставцев, 1969/. Присутствует вкрапленность сфалерита, галенита и самородной серы в прослоях сидерита, доломита и битуминозных известняков лахандинской свиты в бассейне р. Белой. Отмеченный уровень свинцово-цинкового оруденения значительно развит и за пределами рассматриваемых территорий /Волкодав и др., 1976/. На северо-западном склоне Алданского шита и южной окраине Березовского прогиба в отложениях торгинской свиты, которую можно параллелизовать с лахандинской, также установлены свинцово-цинковые проявления (Западное, Александровское, Озерное, Ойясалахское и др.). Рудоносными являются шесть горизонтов карбонатных пород, составляющих 200 м разреза торгинской свиты.

Формирование отложений омахтинской, тоттинской, малгинской, ципандинской и лахандинской свит, несущих повышенные концентрации свинца и цинка, происходило в морской обстановке на фоне интенсивного химического выветривания водосборной суши, при последовательной смене гумидного климата семиаридным и аридным и завершении трансгрессии. Максимумам трансгрессии отвечают этапы наиболее интенсивной садки карбонатного материала.

Верхний рифей

Распределение рудных элементов в глинистом веществе отложений верхнего рифея и условия их отложения рассмотрены для Игарского, Туруханского, Юдомо-Майского районов и Западного Прибайкалья, где известны рудопроявления и минерализация меди, цинка и свинца. Верхнерифейские отложения Западного Прибайкалья вмещают свинцово-цинковое с флюоритом и баритом оруденение. По генетическим особенностям месторождения относятся к стратиформным сингенетично-эпигенетическим /Тычинский и др., 1982; Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, 1983/. В верхнем рифее Юдомо-Майского района пока известно только медное оруденение /Волкодав и др., 1976; Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/. На значительной площади Игарского района в древних толщах известны многочисленные коренные проявления медной минерализации. В настоящее время установлена связь медной минерализации с красноцветной формацией и принадлежность ее к типу месторождений медистых песчаников и сланцев /Мирошников, Ржевский и др., 1980/.

Игарский и Туруханский районы

Медная минерализация в верхнем рифее Игарского района отмечается на двух стратиграфических уровнях. Наиболее детально изученное оруденение приурочено к основанию излучинской свиты (горизонт А), в бассейне нижнего те-

чения р. Сухарихи. Распределение меди в рудном горизонте неравномерное, но наблюдается тенденция повышения концентрации меди в направлении к древнему Игарскому поднятию. В нижней части горизонта повышено содержание свинца и цинка. Горизонт Б залегает на излучинских красноцветных породах в основании сухарихинской свиты (в основании гравийской свиты, по Е.В. Савицкому и др., 1967). Рудный горизонт Б имеет большее распространение и промышленные содержания меди, строение его такое же, как горизонта А. Распределение концентраций меди в районе подчиняется закономерностям конседиментационного развития бассейна осадконакопления, но при этом проявляются и некоторые признаки вторичного перераспределения меди. В Игарском районе в разрезах бассейнов рек Сухариха и Брус автором установлено два стратиграфических горизонта повышенной концентрации меди и свинца в глинистом веществе: в основании излучинской свиты и в основании сухарихинской (гравийской). В Туруханском районе в шорихинской и мироедихинской свитах выявлены уровни, соответствующие третьему и четвертому уровням повышенного содержания малых элементов в породах, выделенным Г.В. Козловым /1981/ (см. табл. 28).

В начале излучинского времени в Игарском районе интенсивность химического выветривания была средней, климат гумидный, но с тенденцией аридизации, развитие бассейна регрессивным, обстановки осадконакопления прибрежные. В самом конце излучинского и начале гравийского времени химическое выветривание было умеренным, нарастала аридизация климата, бассейн седиментации находился в регрессивной стадии развития. В Туруханском районе в шорихинское время осадки накапливались в морских и прибрежно-морских условиях, на суше в это время был гумидный и семиаридный климат и интенсивное химическое выветривание. Для мироедихинского времени установлены морские, иногда прибрежно-морские условия осадконакопления, гумидный, иногда семиаридный климат и интенсивное химическое выветривание.

Енисейский кряж

В нижнеангарской и дашкинской свитах верхнего рифея ангарской и горбилокской зон выявлены уровни повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе. В верхах нижнеангарской свиты содержание меди, цинка и свинца достигает 140, 70, 200 г/т соответственно. В основании и верхах дашкинской свиты наблюдается повышенная концентрация цинка (120 г/т) и свинца (46 г/т). Осадки с повышенным содержанием малых элементов в конце нижнеангарского времени образовались в прибрежных, прибрежно-морских и морских условиях. Интенсивность химического выветривания была высокой и средней, климат менялся от гумидного к семиаридному и аридному, преобладал последний. Самое начало дашкинского времени по фациальным обстановкам представляет переход от прибрежно-морских к прибрежным. Этот период времени характеризуется понижением интенсивности химического выветривания и сменой аридного климата на гумидный. В дальнейшем в дашкинское время сохранялись прибрежные условия осадконакопления, соленость вод бассейна седиментации была пониженной, интенсивность химического выветривания средней, климат гумидный. В конце дашкинского времени, в момент отложения осадков с повышенной концентрацией свинца и цинка отмечаются изменение климата до семиаридного, умеренное химическое выветривание, преимущественно прибрежные обстановки, но с тенденцией трансгрессивного развития, в результате чего появились прибрежно-морские обстановки.

Карбонатные и карбонатно-терригенные породы верхней подсвиты голоустенской свиты, нижней подсвиты улунтуйской и верхней части качергатской свит верхнего рифея содержат свинцово-цинковые и медные руды и рудную минерализацию /Синчук, 1974; Тычинский и др., 1977/. Положение рудных тел и проявлений строго стратифицировано. Глинистое вещество изучалось в районах, расположенных за пределами рудных зон, осадочные толщи которых практически не затронуты процессами рудной минерализации, а также в районе Ново-Анайского месторождения /Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, 1983/.

В районе р. Правая Иликта повышенные концентрации марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца и других элементов отмечаются в нижнеголоустенской подсвите, верхах верхнеголоустенской и низах нижнеулунтуйской. Наиболее высокие содержания малых элементов в нижнеголоустенской подсвите соответствуют осадкам, образовавшимся в прибрежно-морской обстановке при интенсивном химическом выветривании. Некоторое понижение содержания малых элементов в средней части нижнеулунтуйской подсвиты согласуется со средней интенсивностью химического выветривания. В общем виде уровни повышения содержания малых элементов в глинистом веществе соответствуют времени усиления интенсивности химического выветривания, аридизации климата и развитию прибрежно-морских обстановок.

В районе р. Кочерикова увеличение концентрации малых элементов в глинистом веществе коррелируется с повышением его зрелости (усиление химического выветривания). Более высокое содержание цинка, свинца и кобальта в улунтуйской свите относительно голоустенской связано с различиями фациальных обстановок. В улунтуйское время осадки отложились в морских и прибрежно-морских условиях, в голоустенское – в прибрежных. Уровням повышенной концентрации свинца, цинка, кобальта и меди соответствует аридный климат областей питания. В бассейне р. Голоустной повышенная концентрация меди, цинка, свинца и других малых элементов отмечается в ниже- и верхнеголоустенской подсвитах, низах нижнеулунтуйской и верхнекачергатской*. Данные уровни характеризуются повышенной зрелостью глинистого вещества, отражающей интенсивное химическое выветривание, соответствуют времени аридного, семиаридного климата питающих провинций и развитию прибрежных обстановок бассейна седиментации. В районе р. Куртун уровни повышенного содержания малых элементов установлены в нижнеголоустенской, верхнеулунтуйской подсвитах и верхней части нижнекачергатской. Эти уровни имеют высокую зрелость глинистого вещества и соответствуют времени развития морских и прибрежно-морских условий осадконакопления. Заметное понижение концентрации свинца, цинка и меди снизу вверх по разрезу от верхнеголоустенской до нижнекачергатской подсвит согласуется с понижением зрелости глинистого вещества в этом же направлении. При этом на всех трех стратиграфических уровнях наблюдались близкие фациальные обстановки, аридный и семиаридный климат. На Ново-Анайском месторождении в рудоносной толще верхнеголоустенской подсвиты содержание свинца, цинка и меди, как и в безрудных осадках разрезов рек Правая Иликта, Кочерикова, Голоустная, Куртун, повышено. Фоновое содержание свинца на этом стратиграфическом уровне месторождения выше по сравнению с районами рек Правая Иликта, Куртун; содержания цинка и меди в том и другом типе разрезов не различаются.

Таким образом в разрезах байкальского комплекса, расположенных за пределами рудных зон, а также Ново-Анайского свинцово-цинкового месторождения

* Геохимические данные по глинистому веществу пород среднеголоустенской, верхнеулунтуйской и нижнекачергатской подсвит отсутствуют.

выявлено закономерное изменение химического состава глинистого вещества снизу вверх. Повышение концентрации меди, цинка, свинца и других малых элементов происходит на следующих стратиграфических уровнях: нижнеголоустенском, верхнеголоустенском – нижнеулунтуйском, верхнеулунтуйском, верхнекачергатском. В процессе накопления осадков байкальского комплекса трижды повторились эпохи химического выветривания. Первая эпоха занимала значительную часть голоустенского времени, вторая ограничена позднеулунтуйским, третья относится к позднекачергатскому. Наиболее интенсивным и продолжительным химическое выветривание было в голоустенскую эпоху, несколько слабее – в улунтуйскую, еще слабее и короче – в качергатскую. В течение байкальского этапа осадконакопления климатические условия на водосборной суше периодически менялись от семиаридных до семигумидных. Эпохам наиболее интенсивного выветривания соответствовала слабая аридизация климата. Байкальский этап характеризуется многократной сменой трансгрессий и регрессий. Трансгрессии проявились в начале и конце голоустенского времени, начале и конце улунтуйского и конце качергатского. Колебательные изменения режима седиментации происходили на фоне общей тенденции регрессии.

От голоустенского до улунтуйского времени направленно и периодически понижалась интенсивность химического выветривания и соответственно зрелость глинистого вещества. Отражением этого направленного и периодического процесса является существование определенных стратиграфических уровней, глинистое вещество которых имеет повышенную зрелость и большую концентрацию химических элементов. Этим же уровням соответствуют рудопоявления и месторождения свинца, цинка и меди.

Юдомо–Майский район

Отложения верхнего рифея по составу глинистого вещества представляют осадочный макрокомплекс, отвечающий единому макроритму зоны аккумуляции. Этот комплекс соответствует терригенной уйской серии, по вертикальному разрезу которой установлено направленное и периодичное изменение химического и минерального состава глинистого вещества, степени его зрелости и содержания малых элементов. Зрелость глинистого вещества в целом по серии понижается от низов к верхам. Характер изменения геохимических параметров свидетельствует о цикличном строении, выражающемся в периодическом направленном снизу вверх увеличении этих параметров в пределах серии. Увеличение зрелости глинистого вещества соответствует середине кандыкской свиты и верхам устькирбинской. Одновременно с возрастанием степени зрелости глинистого вещества в нем увеличивается содержание бора, ванадия, хрома, меди, циркония, свинца, цинка, марганца и других малых элементов. Содержание свинца в глинистом веществе пород верхних горизонтов устькирбинской свиты равно таковому мускельского и лахандинского уровней майской серии; содержание цинка и меди несколько ниже. По другим интервалам устькирбинской свиты аналитические данные отсутствуют. Отложение верхних горизонтов устькирбинской свиты в бассейне р. Юдома и районе месторождения Сардана происходило при переменной интенсивности химического выветривания. В районе среднего течения р. Юдома существовала вначале прибрежно–морская обстановка, а затем морская; в районе месторождения Сардана – морская, в районе хр. Улахан–Бам осадки образовывались в опресненных, иногда пресноводных бассейнах. Климат на суше, поставившей глинистое вещество в бассейн седиментации, большую часть конца устькирбинского времени был гумидным, в самом конце его происходила аридизация.

На юго-восточной окраине Сибирской платформы в отложениях юдомской свиты имеются свинцово-цинковые месторождения, рудопроявления и минерализация. На юге и западе платформы известны вендские меденосные отложения /Ставец, 1969; Борзенко, Скляр, 1970; Склярова, 1977; Иогансон, Кропачев, 1976; Марков, Пустыльников, 1976; Медистые песчаники..., 1977; Бгатов и др., 1982/. На западной окраине Сибирской платформы установлена медная минерализация верхнерифейских и вендских отложений /Мирошников и др., 1980/. В отложениях венда Юдомо-Майского района основные концентрации свинца и цинка приурочены к верхним частям юдомской свиты, сложенной доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Рудопроявления отмечаются также в нижних терригенно-карбонатных частях свиты /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/.

Игарский район

Изучение глинистого вещества вендских отложений Игарского района показало, что в основании и нижней части гравийской свиты в нем содержится 100 г/т меди, в нижней части сухарихинской свиты, а также в низах ее верхней половины содержание меди находится в пределах 80-100 г/т, в кровле свиты концентрируются медь (80-200 г/т) и цинк (100-800 г/т). Таким образом, в вендских отложениях в бассейне рек Сухариха и Брус выявляется четыре стратиграфических уровня, на которых глинистое вещество обогащено малыми элементами, в том числе рудными.

Развитие процесса химического выветривания, протекавшего в юдомское (гравийское + сухарихинское) время на водосборной суше Игарского района, представляется в виде единого цикла крупного порядка, в котором выделяются пять циклов меньшего порядка. Первый цикл соответствует гравийскому времени, в начале и конце которого интенсивность химического выветривания была высокой, в середине - низкой. В ранне- и среднесухарихинское время химическое выветривание было наиболее интенсивным, но не постоянным, в его изменении выявляются два цикла. В позднесухарихинское время на фоне постепенного понижения интенсивности химического выветривания также выделяется два цикла. Шестой цикл изменения интенсивности химического выветривания, начавшийся в самом конце сухарихинского времени, завершается на рубеже с краснопорожским. В гравийское время на водосборной площади Игарского района был семиаридный и гумидный климат. В раннесухарихинское время преобладала тенденция гумидизации климата, в результате чего для большей части времени климат был гумидным. В гравийское время начала развиваться значительная по масштабам трансгрессия, достигшая максимума в раннесухарихинское время. В гравийское время она осложнялась трансгрессией и регрессией меньшего порядка. В среднесухарихинское время началась и закончилась регрессия, на фоне которой появилась менее значительная трансгрессия. В позднесухарихинское время развивалась трансгрессия, по масштабу примерно равная гравийской и раннесухарихинской.

Нижний первый стратиграфический уровень концентрации рудных элементов, в котором преобладает медь, находится в нижней части гравийской свиты, образовавшейся в условиях интенсивного химического выветривания, смены семиаридного климата гумидным и начавшейся регрессии после значительной трансгрессии. Второй уровень повышенного содержания меди в глинистом веществе приурочен к красноцветным алевролитам и аргиллитам нижней трети сухарихинской свиты, накопление которых происходило также при интенсивном выветривании, на

фоне регрессии бассейна, при аридизации климата. Третий уровень коррелируется с биогермными доломитами (корилская пачка?) и вышележащими глинистыми доломитами верхней части сухарихинской свиты, образовавшимися при интенсивном химическом выветривании, но в процессе его спада, на последнем этапе среднесухарихинской регрессии, при гумидном климате, но в процессе относительной его аридизации. Верхний – четвертый стратиграфический уровень обогащения глинистого вещества медью, цинком и свинцом находится в верхних горизонтах сухарихинской свиты. В момент образования этих осадков интенсивность химического выветривания понижалась от очень высокой, на фоне гумидного климата произошла относительная его аридизация, трансгрессия бассейна достигла значительного масштаба.

Бассейн р. Котуй

В основании старореченской свиты в глинистых алевритистых доломитах глинистое вещество содержит 200–400 г/т меди, 50–180 г/т цинка, 25–30 г/т свинца. Выше по разрезу свиты в глинистых доломитах, строматолитовых доломитах и конгломератовидных с сульфидной минерализацией глинистое вещество содержит 250 г/т меди, 60 г/т цинка, 30 г/т свинца. В кровле старореченской свиты в доломитах и глинистых доломитах глинистое вещество содержит 100–400 г/т меди, 20–48 г/т свинца, 40 г/т цинка. Из приведенного следует, что в старореченской свите имеется три стратиграфических уровня с повышенным содержанием рудных элементов в глинистом веществе.

Интенсивность химического выветривания в течение всего старореченского времени нарастала. Этот процесс представляется в виде единого цикла высокого порядка, на фоне которого развивались три цикла меньшего порядка; в каждом из них интенсивность химического выветривания в начале понижалась, доходила до своего минимума, затем повышалась и достигала максимума. В самом начале старореченского времени понижение интенсивности химического выветривания было наиболее значительным и в дальнейшем каждое последующее снижение останавливалось на более высоком уровне. И наоборот, повышение интенсивности химического выветривания в начале старореченского времени было менее значительным относительно двух последующих периодов, максимальная интенсивность приурочена к концу этого времени. Климат области водосбора в раннестарореченское время был семиаридным, аридным. В среднестарореченское время проявилась некоторая гумидизация климата, сменившаяся аридизацией в конце его. Аридизация климата в позднестарореченское время была выражена слабее относительно раннестарореченского. В целом в течение всего старореченского времени аридность климата ослабевала, существовала тенденция регрессивного развития бассейна седиментации. На фоне этого медленно развивающегося процесса выделяются три этапа, характеризующиеся разными условиями осадконакопления. В раннестарореченское время преобладала тенденция регрессивного развития, среднестарореченское время характеризовалось относительной стабилизацией морских условий осадконакопления. В середине старореченского времени тенденция регрессивного развития сохранилась, но была наиболее слабой. В позднестарореченское время резко усилилась регрессия бассейна, на фоне которой происходили кратковременные трансгрессии меньшего порядка.

Нижний стратиграфический уровень высокой концентрации рудных элементов, в котором преобладает медь, приурочен к горизонтам, образовавшимся при интенсивном химическом выветривании, при начале регрессии бассейна и резкой аридизации климата. Средний уровень коррелируется с максимумом интенсивности химического выветривания (в конце второго цикла меньшего порядка), с переходом

от аридного климата к гумидному и со стабильными морскими условиями в бассейне седиментации, но при слабой тенденции регрессии. Третий уровень концентрации рудных элементов, в пределах которого свинец и цинк составляют значительную долю, соответствует максимуму интенсивности химического выветривания в конце старореченского времени, трансгрессивному режиму бассейна (на фоне регрессии) и смене гумидного климата на аридный.

В основании немакит-далдынской свиты в глинистом веществе содержится 90–300 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхах терригенно-карбонатной пачки – 180–250 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхней части карбонатной пачки – 120–350 г/т меди, 18 г/т свинца, 40 г/т цинка. Таким образом, в пределах немакит-далдынской свиты имеется три стратиграфических уровня концентрации рудных элементов. Первый располагается в основании свиты, второй – примерно в ее средней части, третий – в верхах свиты на уровне корилской пачки. Верхний уровень по сравнению с двумя нижними шире распространен по вертикальному разрезу.

Интенсивность химического выветривания в течение немакит-далдынского времени возрастала. Единый цикл усиления интенсивности химического выветривания составляют три цикла меньшего порядка, границы которых совпадают с изменениями в литологическом составе пород. Строение циклов развития интенсивности химического выветривания и соотношение составляющих циклов меньшего порядка в пределах старореченской и немакит-далдынской свит аналогичны. Различия между ними заключаются в разных тенденциях изменения климата на водосборной суше и режима бассейна седиментации. В немакит-далдынское время существовала тенденция гумидизации климата и лишь в конце его проявилась аридизация, развитие бассейна седиментации было трансгрессивным. На фоне общей трансгрессии происходила смена режимов: интенсивная трансгрессия ранне-немакит-далдынского времени сменилась регрессией средненемакит-далдынского, во второй половине немакит-далдынского времени (момент образования верхней подсвиты) развитие бассейна опять было трансгрессивным и достигло максимума к моменту образования корилской пачки.

Нижний уровень концентрации рудных элементов соответствует высокой зрелости глинистого вещества, моменту незначительной регрессии на фоне ранне-немакит-далдынской значительной трансгрессии бассейна и смене аридного климата на гумидный в области водосбора. Средний уровень концентрации рудных элементов коррелируется с концом второго цикла усиления химического выветривания, максимумом трансгрессии и началом регрессии в середине немакит-далдынского времени. Верхний уровень приурочен к концу третьего цикла усиления интенсивности химического выветривания, к максимуму трансгрессии и началу регрессии поздне-немакит-далдынского времени. Этому моменту соответствует смена гумидного климата на аридный.

В основании манькайской свиты глинистое вещество содержит 40–80 г/т меди, 8–22 г/т свинца. Следующий уровень повышенного содержания рудных элементов отмечается примерно в кровле нижнеманькайской подсвиты или в основании верхнеманькайской, где в глинистом веществе содержится 60 г/т меди и 25 г/т свинца. В глинистом веществе пород на уровне корилской пачки снова повышается содержание меди (до 50–60 г/т) и свинца (до 16–25 г/т). Выше корилской пачки примерно на 50 м, в обнажении по р. Котуй, в глинистом веществе желваковых известняков содержится 60 г/т меди, 25 г/т свинца. Следовательно, в рассматриваемых отложениях манькайской и эмяксинской свит прослеживаются четыре уровня повышенного содержания меди и свинца*, приуроченных к основанию манькайской свиты, на рубеже нижне- и верхнеманькайской

* Содержание цинка не определялось.

подсвет, на уровне корилской пачки, выше корилской пачки примерно на 50 м.

Изменение интенсивности химического выветривания в течение устькутуйского (манькайское + эмяксинское) времени имеет характер циклического процесса. Первый цикл охватывает раннеманькайское время, в котором интенсивность химического выветривания в самом начале была высокой, затем резко снизилась. Оставаясь низкой и средней в середине этого времени, резко повысилась в конце его. Второй цикл соответствует позднеманькайскому времени, в течение которого происходит понижение, относительная стабилизация и снова некоторое повышение интенсивности химического выветривания. Интенсивность химического выветривания в средней части раннеманькайского времени была слабее таковой в позднеманькайское время. Начало третьего цикла соответствует раннеэмяксинскому времени, в котором происходит понижение интенсивности химического выветривания. После некоторой стабилизации, охватывающей примерно середину эмяксинского времени, к концу его начинается процесс усиления химического выветривания. Изменение климата в области водосборов в течение манькайского и эмяксинского времени имело тенденцию гумидизации. Относительная аридизация климата происходила в самом начале раннеманькайского времени и на рубеже ранне- и позднеманькайского. Позднеманькайское время относительно эмяксинского характеризуется некоторой аридизацией климата, поэтому на рубеже манькайского и эмяксинского времени наблюдалась смена климатических условий. В манькайское и эмяксинское (устькутуйканское) время общее развитие бассейна седиментации было трансгрессивным. Самое начало раннеманькайской трансгрессии осложнилось наложенными трансгрессией и регрессией меньшего порядка. Своего максимума раннеманькайская трансгрессия достигла в середине манькайского времени, которому соответствует максимум интенсивности химического выветривания и смена гумидного климата семиаридным. В позднеманькайское время проявилось регрессивное развитие бассейна, в эмяксинское - развивалась трансгрессия. Таким образом, выделяется три этапа в развитии режима бассейна седиментации. Первый - трансгрессивный с осложнениями в самом начале, второй - регрессивный и третий - трансгрессивный. На втором этапе менялось только направление развития бассейна, но морские условия сохранялись. По палеонтологическим данным это время является переходным от венда к кембрию /Мешкова и др., 1976/.

Нижний уровень концентрации рудных элементов в глинистом веществе соответствует интенсивному химическому выветриванию, смене трансгрессии на регрессию и относительной аридизации климата. Второй уровень обогащения глинистого вещества медью и свинцом приурочен к максимуму интенсивности выветривания, максимуму трансгрессии и началу регрессии, относительной аридизации климата на рубеже ранне- и позднеманькайского времени. Третий уровень коррелируется с корилской пачкой, образовавшейся на рубеже второго и третьего циклов осадконакопления. Четвертый находится в верхней части эмяксинской свиты, образование которой происходило при интенсивном химическом выветривании, гумидном климате на водосборной суше и трансгрессии бассейна седиментации. Эмяксинский уровень относится к кембрийским образованиям, его описание приводится здесь, чтобы показать непрерывность процесса осадконакопления.

Туруханский район

В платоновской свите высокое содержание малых элементов, в том числе рудных, приурочено к уровням наиболее зрелого глинистого вещества. В нижней подсвете содержится 200-300 г/т меди, 100-300 г/т цинка, 36-94 г/т свинца; в верхней части средней подсветы - 100-150 г/т меди, 50-250 г/т цинка;

в низах верхней подсвиты – около 100 г/т меди, 80 г/т свинца; в верхах верхней подсвиты – 100 г/т меди, 200–700 г/т цинка, 12–40 г/т свинца. Выявленные четыре стратиграфических уровня коррелируются с осадочными циклами. Колебания интенсивности химического выветривания в платоновское время характеризуются двумя циклами крупного порядка. Первый цикл завершается максимальной интенсивностью химического выветривания в середине платоновского времени, второй – на рубеже с костинским временем. Каждый из этих циклов состоит из двух циклов меньшего порядка.

Изменение климата в платоновское время имеет тоже циклический характер. Выделяются два цикла крупного порядка, в пределах каждого из них происходит аридизация гумидного климата, завершающаяся становлением аридного климата в середине (I цикл) и конце (II цикл) платоновского времени. Два крупных цикла, в свою очередь, составлены циклами меньшего порядка, в пределах которых происходит аридизация гумидного климата. В конце каждого мелкого цикла климат более аридный. В соответствии с циклическим изменением интенсивности химического выветривания и климата на водосборной суше в платоновское время в районе Нижней Тунгуски менялись режим бассейна седиментации и фациальные обстановки. В начале раннеплатоновского времени преобладала регрессия, осложненная в самом начале трансгрессией меньшего порядка. В период образования верхней части нижнеплатоновской подсвиты происходило трансгрессивное развитие бассейна. Среднеплатоновское время началось регрессией, закончилось трансгрессией. Позднеплатоновскому времени соответствует один полный цикл осадконакопления: регрессия – трансгрессия и начало следующего цикла – регрессия. Таким образом, по условиям осадконакопления платоновское время четко делится на два цикла крупного порядка, в пределах нижнего выделяется еще два цикла меньшего порядка, в верхнем крупном цикле – один полный цикл меньшего порядка, второй неполный. В начале ранне- и позднеплатоновского времени осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках. В остальную часть платоновского времени существовали прибрежно-морские и морские обстановки.

Первый уровень повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе приурочен к низам нижнеплатоновской подсвиты, образовавшимся при интенсивном химическом выветривании, относительной аридизации гумидного климата и регрессии бассейна. Второй соответствует моменту усиления химического выветривания, наибольшей аридизации климата в среднеплатоновское время и регрессии бассейна. Третий совпадает со временем относительного спада интенсивности химического выветривания, началом второго (крупного) цикла аридизации климата и регрессией бассейна в позднеплатоновское время. Четвертый уровень коррелируется с интенсивным химическим выветриванием, значительной аридизацией климата на рубеже с костинским временем и регрессией в конце платоновского.

Нижнее течение р. Оленек

В глинистом веществе алевритистых, глинистых и водорослевых доломитов верхов туркутской свиты содержится 150 г/т меди, 50 г/т цинка и 7 г/т свинца. В кесюсинской свите имеется несколько уровней повышенного содержания рудных элементов в глинистом веществе (см. табл. 30). Нижний уровень приурочен к I пачке, средний соответствует границе II и III пачек. Верхняя половина III пачки, IV и V пачки составляют верхний уровень обогащения глинистого вещества медью, в меньшей степени, цинком и свинцом.

Интенсивность химического выветривания в конце туркутского времени бы-

ла высокой. В кесюсинское время изменение химического выветривания представляется единым крупным циклом, состоящим из трех циклов меньшего порядка, соответствующих литологическим подразделениям разреза. С самого начала кесюсинского времени химическое выветривание усиливалось, достигнув максимума к моменту образования песчанистых доломитов, песчаников и алевролитов верхней части I пачки, оно начало понижаться и было минимальным примерно ко времени образования алевролитов и аргиллитов средней части II пачки. Развитие второго цикла началось усилением интенсивности химического выветривания, завершившегося в момент образования верхов II пачки. Третий цикл соответствует времени образования III, IV и V пачек и завершается максимумом интенсивности этого процесса на рубеже с еркекетским временем. В туркутское время климат водосборной суши, снабжавший бассейн Оленекского поднятия тонкодисперсным материалом, был аридным. В кесюсинское время преобладал гумидный климат, относительная аридизация которого происходила в конце каждого из вышеописанных циклов.

Развитие режима бассейна седиментации в течение кесюсинского времени было трансгрессивным, на его фоне проявились ранне-, средне- и позднекесюсинская трансгрессии меньшего порядка. Разделявшие их регрессии приурочены ко времени образования средней части II пачки (раннекесюсинская) и низов III (позднекесюсинская). Позднекесюсинская трансгрессия наиболее значительная относительно ранних и осложнена трансгрессиями и регрессиями меньшего масштаба. С развитием трансгрессии бассейна седиментации прибрежно-морские, прибрежные обстановки, преобладавшие в раннекесюсинское время, в позднекесюсинское сменились морскими. В момент позднекесюсинской регрессии обстановки осадконакопления были прибрежными.

Туркутский уровень повышенного содержания меди в глинистом веществе коррелируется с интенсивным химическим выветриванием, аридным климатом на водосборной суше и морскими обстановками осадконакопления. Нижний кесюсинский уровень приурочен ко времени интенсивного химического выветривания, относительной аридизации гумидного климата и трансгрессии бассейна. Средний соответствует относительному усилению химического выветривания, относительной аридизации гумидного климата и началу регрессии после среднекесюсинской трансгрессии. Верхнекесюсинский, состоящий из нескольких возможно самостоятельных уровней, коррелируется с периодом усиления химического выветривания, относительной аридизации гумидного климата и регрессиями меньшего порядка, проявившимися на фоне максимальной позднекесюсинской трансгрессии.

Среднее течение р. Лены

В верхней половине толбинской свиты разрезов рек Бьдьянгайя и Киги-Таас наблюдаются три горизонта повышенной концентрации меди, цинка, свинца и других малых элементов в глинистом веществе (см. табл. 31). В первой скважине первый горизонт находится в доломитах с прослоями глинистых доломитов и доломитовых гравелитов, в которых повышено содержание меди и свинца; второй - в доломитах с прослоями глинистых доломитов и гравелитовых доломитов; третий - в толще переслаивания известняков доломитистых и доломитов известковистых, которая характеризуется повышенной концентрацией меди, цинка и свинца. В разрезе второй скважины первый горизонт концентрации рудогенных элементов находится в толще переслаивания известняков, доломитов и мергелей; второй - в доломитах с прослоями известняков и гравелитов; верхний - в толще чередования известняков доломитистых и доломитов известковистых.

Развитие процесса химического выветривания на водосборной суше рассматриваемого региона в толбинское время было цикличным. Прослежено три цикла изменения интенсивности химического выветривания. Первый цикл, представленный только его верхней частью, характеризуется максимальной интенсивностью выветривания и его понижением, которое было самым низким в момент образования осадков на уровне 160–165 м. Второй соответствует образованию осадков средней части разреза и характеризует усиление, максимум и понижение интенсивности химического выветривания. Третий отражает изменения химического выветривания в момент образования верхов толбинской свиты. На этом отрезке времени происходило наибольшее ослабление химического выветривания относительно двух предыдущих циклов. Завершение III цикла вновь усилившимся химическим выветриванием происходило уже на рубеже с пестроцветным временем. В некоторых разрезах толбинской свиты прослеживается более ранний неполный цикл, предшествующий I. В течение большей части толбинского времени (I и II циклы) климат был аридным, семиаридным, но с постоянной тенденцией гумидизации, в результате чего ко времени развития III цикла он стал гумидным. На фоне аридного климата существовали периоды его гумидизации, при гумидном климате возникали периоды аридизации. Образование осадков I цикла происходило при слабой общей регрессии, но морские условия осадконакопления сохранялись. В последующее время (II цикл) значительно усилилась регрессия, обусловившая прибрежно-морские, а затем и прибрежные обстановки осадконакопления. Позднетолбинскому времени (III цикл) соответствует значительная трансгрессия бассейна, в начале которой существовали прибрежные обстановки, сменившиеся в конце толбинского времени прибрежно-морскими и морскими.

Из приведенного выше следует, что первый горизонт повышенного содержания меди и свинца в глинистом веществе коррелируется со временем максимальной интенсивности химического выветривания, со сменой аридного климата гумидным и регрессивным моментом на фоне значительной трансгрессии. Второй приурочен ко времени максимальной интенсивности химического выветривания, смене гумидного климата аридным и регрессивного развития бассейна седиментации. Третий горизонт соответствует времени интенсивного химического выветривания, смене аридного и гумидного климата и максимуму развития позднетолбинской трансгрессии.

Нижнее Приангарье

Меденосные отложения венда распространены в юго-восточной части Енисейского кряжа и представлены преимущественно красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами /Медистые песчаники..., 1977/. Состав обломочных пород тасеевской серии неоднороден: в ней выделяются три стратиграфических уровня, сложенных продуктами переотложения глубоко дифференцированных кор выветривания, к которым относятся кварцевые песчаники аleshинской, чистяковской и редколесной свит. Медное оруденение и минерализация отмечены на трех стратиграфических уровнях – в основании аleshинской свиты, середине чистяковской и низах островной /Борзенко, Складов, 1970; Складова, 1977/. В чистяковской свите повышенное содержание меди, серебра, цинка и свинца имеет строгую стратиграфическую приуроченность, медная минерализация прослеживается по всему бассейну р. Ангары /Складов, 1968; Злобин, Советов, 1975/. Исследование глинистого вещества показало, что повышенная концентрация малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца, наблюдается в низах, середине и верхах чистяковской свиты; меди и цинка – в верхней части мошаконской; цинка и свинца – в нижней части редколесной; цинка – в верх-

ней части островной. При этом уровни концентрации малых элементов в глинистом веществе соответствуют времени интенсивного химического выветривания, аридного и семиаридного климата в областях денудации. Наиболее высокие концентрации меди приурочены к прибрежным и прибрежно-морским осадкам, образовавшимся на спаде трансгрессии – начале регрессии, цинка и свинца – к морским осадками на максимуме трансгрессии /Советов и др., 1975/.

Юдомо-Майский район

В стратиграфическом разрезе вендских отложений района намечается вертикальная металлогеническая зональность, выраженная в чередовании уровней свинцово-цинковой и медной минерализации. Общим для свинцово-цинкового и медного оруденений является широкое площадное распространение и приуроченность свинцово-цинкового оруденения к терригенно-карбонатным породам, а медного – к терригенным. Большая часть оруденения сконцентрирована в верхней части юдомской свиты. На свинцово-цинковых месторождениях Сардана, Уруй в верхней части юдомской свиты намечается три уровня оруденения, в пределах которых рудные тела в разрезе образуют своеобразный "слоеный пирог". Такая многоярусность оруденения характерна для карбонатных и терригенных вмещающих толщ /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/.

Глинистое вещество изучалось в отложениях венда бассейна р. Юдома, а также в пределах месторождений Сардана и Уруй /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/. В данном разделе приводится краткая характеристика распределения рудогенных элементов в глинистом веществе рудовмещающих отложений в пределах месторождений, а также за их пределами в отложениях тех же стратиграфических уровней. В верхнеюдомской подсвите в бассейне р. Юдома и в пределах месторождений Сардана, Уруй отмечается повышенная концентрация меди, цинка и свинца (см. табл. 32), в нижнеюдомской – некоторое повышение концентрации свинца. В пределах месторождений на нижнеюдомском уровне высокой концентрации меди, цинка и свинца не установлено.

В разрезах свинцово-цинковых месторождений Сардана и Уруй наблюдается своеобразное распределение рудогенных элементов в глинистом веществе. Содержание свинца и цинка в I, II и III (нижняя подсвита), V и VI пачках (низы верхней подсвиты) понижено, в VII – повышено относительно глинистых сланцев и земной коры. Медь в глинистом веществе находится примерно в таких же количествах, как в глинистых сланцах и земной коре. Уровни обогащения рудогенными элементами глинистого вещества выделяются также и в пределах свинцово-цинковых месторождений, но здесь одновременно существует распределение и другого типа. Так, сопоставление среднего содержания меди, свинца и цинка в породах и глинистом веществе показало, что в верхнеюдомской подсвите (V–VII пачки) большая часть цинка приурочена к карбонатной и грубой терригенной частям породы. Свинец концентрируется в глинистой, карбонатной и грубой терригенной частях породы, медь приурочена к глинистому веществу. В нижнеюдомской подсвите (I–IV пачки) медь концентрируется в глинистом веществе, свинец и цинк находятся в карбонатной и грубой терригенной частях породы. В породах, вмещающих руду, среднее содержание свинца и цинка выше, чем в глинистом веществе (см. табл. 33). Таким образом, в пределах свинцово-цинковых месторождений Сардана и Уруй и за их пределами в бассейне р. Юдома распределение рудогенных элементов глинистое вещество – порода различно.

Изменение геохимических параметров глинистого вещества в изученных разрезах бассейна р. Юдома и месторождений Сардана, Уруй свидетельствует о том, что в течение юдомского времени интенсивность химического выветривания

менялась дважды. В раннеюдомское время она нарастала, в начале позднеюдомского понижалась и к концу его снова повышалась. Климат в областях, снабжавших глинистым материалом бассейн осадконакопления, был гумидным, семигумидным, семиаридным и аридным. Аридизация климата происходила в начале раннеюдомского, конце раннеюдомского – начале позднеюдомского и в конце позднеюдомского времени. В раннеюдомское время трансгрессивное развитие бассейна осадконакопления происходило дважды с кратковременной регрессией примерно в середине этого времени. Первая трансгрессия была наиболее значительной. В верхнеюдомское время существовал постоянный морской режим, установившийся еще при второй раннеюдомской трансгрессии. В раннеюдомское время соленость вод морского бассейна в одних местах была пониженной, в других – нормальной и повышенной, в позднеюдомское на разных участках она менялась от более высокой, чем в раннеюдомское время, до низкой. Времени образования рудных горизонтов соответствует повышение солености вод бассейна седиментации.

Белоруссия

В отложениях венда на территории Белоруссии выделяется несколько стратиграфических уровней, на которых в глинистых и песчано-алевритовых породах повышено содержание меди, свинца и других малых элементов (см. табл. 34). Концентрация меди и свинца на разных стратиграфических уровнях различна, наиболее высокое содержание меди установлено в ратайчицкой свите, свинца – в глуской, лионезской, гдовской и котлинской /Ольховник, 1981/. Отложения блонской свиты относятся к покровно-ледниковым /Махнач и др., 1976/. Глуская свита образовалась в условиях ледового климата при слабом химическом выветривании. Горбашевское время характеризуется слабым химическим выветриванием и аридным климатом. В ратайчицкое время проявились процессы вулканизма, осадконакопление шло в окислительных и восстановительных условиях. Лионезская свита формировалась в условиях затухания вулканической деятельности при сильном химическом выветривании в прибрежных условиях и аккумулятивных равнинах. Образование гдовской и котлинской свит происходило при переменной интенсивности химического выветривания, гумидном климате, в морском бассейне, в удалении от областей сноса /Ольховник, 1981/.

Кембрий

В среднем и верхнем кембрии на юге Сибирской платформы широко распространены меденосные отложения, представленные в основном красноцветными карбонатно-терригенными и глинисто-карбонатными породами с прослоями гипса и псевдоморфозами по каменной соли. В Юдомо-Майском районе и междуречье Лены и Кендея в нижне- и среднекембрийских отложениях выявлены полиметаллическое и медное оруденения /Медистые песчаники..., 1977; Марков, Пустыльников, 1980; Старников, 1983; Мирошников, Шклярник, 1982/. В кембрийских отложениях Туруханского района в верхней подсвите костинской свиты выявлена минерализация свинца и цинка, а также проявления барита, целестина и флюорита /Козлов, Килина, 1967; Козлов и др., 1982/. В кембрийских отложениях Игарского района месторождений и рудопроявлений пока не установлено.

Игарский район

Повышенные содержания в глинистом веществе малых элементов, в том числе меди и цинка, автором выявлены на пяти стратиграфических уровнях. Первый (нижний) уровень приурочен к границе краснопорожской и шумнинской свит (верхи алданского яруса), второй – к средней части шумнинской свиты (верхи ленского яруса), третий – к границе шумнинской и устьбрусской свит (верхи амгинского яруса), четвертый – к границе устьбрусской и лабазной свит (средняя часть майского яруса), пятый – к верхам лабазной свиты (верхи майского яруса). Следует отметить, что в глинистом веществе кембрийских отложений Игарского района содержание свинца низкое даже на перечисленных уровнях, содержание меди находится в пределах 100–200 г/т, цинка 200–500 г/т.

Развитие интенсивности химического выветривания в течение ранне–среднекембрийской эпохи четко рисуется в виде цикла высокого ранга, начало которого представляет краснопорожская свита, ее верхи и шумнинская свита характеризуют максимум развития, завершается цикл в майском ярусе. Этому времени соответствует гумидный и семиаридный климат питающих провинций. В областях, питающих западную часть Игарского бассейна седиментации, преобладал гумидный климат, в восточной части в шумнинское, устьбрусское и лабазное время проявилась аридизация климата. Осадконакопление в течение ранне–среднекембрийской эпохи протекало ритмично. Выявляются два цикла, максимумы трансгрессии которых соответствуют алданскому и амгинскому ярусам, регрессии – большей части ленского и верхней части майского. На фоне этих крупных циклов происходило многократное наступление и отступление моря на территорию Игарского района. В краснопорожское и первой половине шумнинского времени имела место трансгрессия моря, обусловившая существование открытого моря с нормальной соленостью вод. В восточных районах условия тяготеют к прибрежным, в западных – к открытому морскому бассейну. Во второй половине шумнинского времени началась регрессия моря. В ленский век существовал морской бассейн с признаками начинающейся регрессии. В конце шумнинского и начале устьбрусского времени регрессия закончилась образованием пресноводных бассейнов, которые более широко были развиты на восточных участках (верхнее течение р. Сухарики, р. Куломбе), в меньшей мере – на западных (р. Брус), где преобладали прибрежно–морские условия. В дальнейшем в устьбрусское время на фоне постепенной регрессии имели место морские и прибрежно–морские условия. В районе р. Куломбе условия осадконакопления больше тяготеют к прибрежно–морским. В начале лабазного времени появляются признаки трансгрессивного развития бассейна мелкого ранга.

Уровни повышенного содержания малых элементов в глинистом веществе приурочены ко времени усиления интенсивности химического выветривания, аридизации климата и переходу от трансгрессивного режима осадконакопления к регрессивному.

Туруханский район

В разрезе кембрия Туруханского района обогащение глинистого вещества малыми элементами, в том числе медью, цинком и свинцом, установлено на нескольких стратиграфических уровнях. В нижней и средней подсвиты костинской свиты, а также в низах и верхах верхней подсвиты содержание меди достигает 3000 г/т, цинка – 1000, свинца – 300 г/т. В вышележащей летнинской свите также наблюдается три уровня обогащения глинистого вещества малыми элементами – в низах, середине и верхах свиты. Нижний уровень летнинской свиты яв-

ляется общим с уровнем в верхах костинской. В верхах и низах летнинской свиты концентрируется цинк (1000 г/т), медь (200 г/т) и свинец (80 г/т), в средней части – медь (300 г/т). В нижней и верхней частях устьепелядкинской свиты концентрация меди и цинка достигает 250 и 1000 г/т соответственно, в средней части – 300 г/т меди. В устьемундуйской свите, нижняя часть которой относится к верхнему кембрию, содержится два уровня повышенного содержания меди, цинка, свинца и других элементов. Содержание меди в них достигает 200 г/т, цинка – 480, свинца – 74 г/т. Уровни концентрации малых элементов в интервале костинской и летнинской свит Туруханского района коррелируются с уровнями интервала краснопорожской – лабазной. В Туруханском районе интенсивное химическое выветривание установлено в раннеалданском, раннеленском, позднеамгинском веках, в раннеустьепелядкинское, раннеустьемундуйское время. Смена гумидного климата на аридный отмечается в среднеленском и амгинском веках*. В пределах района значительные трансгрессии моря происходили в раннеалданском, раннеленском, амгинском и раннемайском веках, в среднеустьепелядкинское и раннеустьемундуйское время; соответственно значительные регрессии развивались в позднеленско–раннеамгинском, позднемайском веках, в раннеустьепелядкинское и позднеустьепелядкинское время. В Туруханском районе в кембрийский период были преимущественно морские и прибрежно–морские обстановки осадконакопления.

Уровни высокой концентрации малых элементов в глинистом веществе приурочены ко времени интенсивного химического выветривания, смене климатов на суше и переходу от максимума трансгрессии к началу регрессии бассейна седиментации. В кембрийских отложениях Туруханского района по сравнению с Игарским отмечается более высокий фон содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе.

Юго–запад Сибирской платформы

Меденосные отложения средне–верхнекембрийской эпохи на юго–западе Сибирской платформы представляют мощную толщу пестро–красноцветных сульфатно–карбонатно–терригенных пород, составляющую стратиграфические аналоги – эвенкийскую и верхоленскую свиты. Меденосная толща соответствует единому седиментационному этапу салаирского тектогенеза, разделяющемуся на два цикла тектонических движений, в результате которых седиментация в майском веке и позднем кембрии развивалась ритмично /Скляров, 1968; Стратифицированные месторождения..., 1973; Мирошников, 1975; Медистые песчаники..., 1977; Склярова, 1977; Приангарский меденосный бассейн, 1981; Мирошников, Шкляр, 1982; Соколов и др., 1982/. Глинистое вещество кембрийских меденосных отложений в районах Приангарья, бассейна Подкаменной Тунгуски и Иркутского амфитеатра содержит повышенные концентрации малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца, наиболее высокие содержания которых отмечаются на отдельных стратиграфических уровнях. В Приангарье и бассейне Подкаменной Тунгуски в глинистом веществе некоторых горизонтов содержится 300–800 г/т меди (в климинской, агалевской, зелеевской свитах, средне– и верхнеэвенкийской подсвитах), 80–450 г/т цинка (в климинской, агалевской, зелеевской свитах, верхнеэвенкийской подсвите), 30–212 г/т свинца (в климинской, агалевской и зелеевской свитах). В Иркутском амфитеатре в некоторых горизонтах бельской, булайской и верхоленской свит содержание меди достигает 70–100 г/т, свинца 37–100 г/т.

* Геохимические данные о климате в майском веке отсутствуют.

Климинское, агалевское и зелеевское время характеризуется высокой интенсивностью химического выветривания, которое в раннеэвенкийское время ослабело и оставалось на таком уровне примерно до середины среднеэвенкийского. Во второй половине среднеэвенкийского времени и в позднеэвенкийское интенсивность химического выветривания была высокой. На протяжении кембрийского периода в областях питания, поставлявших глинистое вещество в бассейны седиментации Приангарья и Подкаменной Тунгуски, гумидный климат менялся на семиаридный и аридный (в климинское и эвенкийское время). В климинское и агалевское время условия седиментации были переменными, причем преобладал регрессивный режим. Нижние горизонты климинской свиты образовались в прибрежно-морских обстановках, а верхние – в прибрежных и пресноводных, в агалевское время существовали прибрежные обстановки. Зелеевское время характеризуется трансгрессией и нормально-морскими условиями. В эвенкийское время осадконакопление происходило в прибрежно-морских обстановках с переменной соленостью вод. Наиболее солеными были воды позднеэвенкийского бассейна, для зелеевского характерно некоторое опреснение. В районе водораздела Тайга – Иркинеева в средне- и позднеэвенкийское время существовал прибрежный бассейн с опресненными водами.

Анализ приведенного выше материала показывает, что горизонты повышенного содержания малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца, в глинистом веществе приурочены ко времени интенсивного химического выветривания. Высокое содержание меди соответствует началу регрессивного развития бассейна, цинка и свинца – трансгрессии бассейна. Уровни концентрации меди наиболее четко коррелируются с аридизацией климата.

Среднее течение р. Лены

В районе междуречья Лены и притока Кендея полиметаллическое оруденение выявлено в средней части алданского яруса. В районе притоков р. Лены в отложениях пестроцветной, переходной, синской и куторгиновой свит, вскрытых скважинами, установлено четыре стратиграфических уровня повышенного содержания малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца. Первый уровень охватывает верхи толбинской и низы пестроцветной свит, второй приурочен к верхней части пестроцветной свиты, третий соответствует переходной свите, четвертый – куторгиновой. Развитие процесса химического выветривания в течение кембрийского периода представляется цикличным, выделяются циклы разных рангов. Пестроцветное время состоит из шести циклов мелкого ранга, переходное, синское, куторгиновое – из трех (?). Полный цикл более высокого ранга представлен отложениями пестроцветной, переходной, синской и куторгиновой свит. Начинается он максимумом интенсивности химического выветривания в конце толбинского времени и завершается в конце куторгинового тоже интенсивным химическим выветриванием. Этому интервалу соответствует преимущественно семигумидный, гумидный климат областей денудации и преобладание трансгрессивного режима морского бассейна седиментации.

Уровни концентрации малых элементов в глинистом веществе коррелируются со временем интенсивного химического выветривания и аридизации климата на водосборной суше и соответствуют завершению трансгрессии и началу регрессии бассейна седиментации.

Отложения пестроцветной и инниканской свит данного региона являются рудоносными или несущими рудную минерализацию /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/. Глинистое вещество этих отложений на нескольких уровнях имеет высокие концентрации малых элементов, в том числе меди (140 г/т), цинка (1000 г/т), свинца (20 г/т). В среднем в пестроцветной и инниканской свитах концентрация меди и свинца ниже, чем в юдомской, цинка в пестроцветной свите – выше. Сопоставление содержаний цинка и свинца в породе и глинистом веществе показало, что в районе свинцово-цинковых месторождений наблюдается перераспределение их концентрации, в результате которого в породах, вмещающих руду, среднее содержание свинца и цинка выше или равно таковому в глинистом веществе (см. табл. 35).

В течение пестроцветного времени интенсивность химического выветривания понижалась от высокой в начале до средней в конце, в инниканское продолжалось снижение интенсивности химического выветривания. В пестроцветное время климат на водосборной суше был гумидным, в конце его проявилась аридизация, в результате которой в инниканское климат стал семигумидным, семиаридным и гумидным. Наиболее заметная аридизация климата проявилась в конце пестроцветного и начале инниканского времени. В пестроцветное и начале инниканского времени осадки накапливались в морской обстановке с нормальной и повышенной соленостью вод. В инниканское время происходила регрессия и на некоторых участках появлялись прибрежно-морские обстановки с пониженной соленостью вод.

Уровни повышенной концентрации малых элементов в глинистом веществе, в том числе меди, цинка и свинца, приурочены к низам и верхам пестроцветной и низам инниканской свит /Стратиформные свинцово-цинковые месторождения..., 1979/. Эти уровни, как следует из вышеприведенного, характеризуются интенсивным химическим выветриванием и аридизацией климата, которая для низов пестроцветной свиты была относительной. Режим бассейна седиментации в момент образования этих осадков был переходным от трансгрессии к регрессии.

Ордовик

В осадочных толщах ордовика Сибирской платформы выделены стратиграфические уровни повышенного содержания цинка, свинца и меди, простирающиеся на значительные площади. Такими уровнями на юге платформы и в Иркутском амфитеатре являются основание и кровля устькутского горизонта, пролетарская и чуньская свиты нижнего ордовика, нижние и верхние горизонты кривоуццкого яруса, долборский ярус. Отложения чуньской, байкитской, бадарановской, мамырской и братской свит ордовика в районе Подкаменной Тунгуски являются меденосными. Свинцово-цинковое и медное оруденение установлено в ордовике Юго-Западного Прианабарья. Полиметаллическое оруденение известно в отложениях среднего и нижнего ордовика Среднего и Южного Тянь-Шаня /Бгатов, Матухина, 1971; Марков, Пустыльников, 1976; Бгатов и др., 1982; Соколов и др., 1982; Джумалиев и др., 1982/.

Бассейн рек Мойеро, Куломбе

В глинистом веществе ордовикских отложений бассейнов рек Мойеро и Куломбе (Юго-Западное Прианабарье) на нескольких стратиграфических уровнях наблюдаются высокие концентрации малых элементов. В низах и верхней части

устькутского яруса содержится 300 г/т меди, 400 г/т цинка, 30–200 г/т свинца, в верхах чуьского – 150 г/т меди, 200–5000 г/т цинка, 25–100 г/т свинца. В среднем ордовике по сравнению с нижним отмечается некоторое понижение содержания меди и цинка, содержание свинца остается высоким и в мангазейском ярусе достигает 100 г/т. В долборском ярусе верхнего ордовика содержание меди и цинка повышается на двух уровнях в низах и средней части разреза.

Интенсивность химического выветривания в течение ордовика периодически менялась /Глинистые минералы..., 1976/. Направленное развитие этого процесса имеет характер цикла, в котором от начала до середины ордовика химическое выветривание усиливалось, в среднем ордовике достигало максимума, во второй половине ослабевало. В самом начале устькутского века на Юго-Западном Прианабарье существовали прибрежные обстановки осадконакопления, в конце века в результате трансгрессии они сменились прибрежно-морскими и морскими. В начале чуьского века развивалась регрессия, обусловившая существование прибрежных и прибрежно-морских обстановок. С середины чуьского века отмечается трансгрессия, сменившаяся регрессией в конце века. В криволуцком и мангазейском веках осадконакопление шло в нормально-морских условиях. В долборском веке при регрессии бассейна седиментация проходила в морских условиях. В ордовике на территории Юго-Западного Прианабарья значительные трансгрессии отмечены в конце устькутского века, в середине чуьского и в среднеордовикскую эпоху; регрессии – на границе кембрия и ордовика, в начале чуьского века, на границе нижнего и среднего ордовика, ордовика и силура.

Уровни повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе приурочены ко времени интенсивного химического выветривания и смене режимов седиментации.

Туруханский район

В пределах района в основании и верхах устьмундуйской свиты (нижняя часть устькутского яруса) в глинистом веществе повышено содержание меди (500 г/т), цинка (200 г/т) и свинца (100 г/т). В неручандской свите в двух, иногда в трех горизонтах содержание меди достигает 200 г/т, цинка – 1000 г/т.

Химическое выветривание в области денудации было интенсивным в начале и конце устьмундуйского времени. Началу устьмундуйского времени соответствует трансгрессия бассейна, обусловившая существование морских обстановок с нормальной и повышенной соленостью вод. В байкитское и неручандское время в результате значительной трансгрессии условия осадконакопления были нормально-морскими. В устькутскую эпоху и неручандское время горизонты повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе образовывались во время интенсивного химического выветривания в конце трансгрессии и начале регрессии бассейна седиментации.

Бассейн р. Подкаменной Тунгуски

В мангазейском, долборском и кетском ярусах имеются горизонты с повышенным содержанием меди (100–250 г/т). Интенсивность химического выветривания была высокой в позднемангазейском веке, долборском, частично в кетском. В раннедолборском, среднедолборском и среднекетском веках химическое выветривание несколько ослабевало. От конца мангазейского века до середины долборского в областях денудации был аридный, семиаридный климат. С середи-

ны долборского века аридность ослабевала, но до начала кетского климат оставался аридным. В течение кетского века существовали условия, переходные между гумидными и аридными, в бурское время преобладали гумидные. В позднем ордовике в районе Подкаменной Тунгуски существовал нормальный морской бассейн. В мангазейский век (баксанское время) развивалась крупная трансгрессия, сменившаяся в конце века кратковременной регрессией. В начале долборского века проявилась общая тенденция регрессивного развития морского бассейна, которая, то усиливаясь, то ослабевая, продолжалась почти до конца века, но во второй его половине преобладали регрессивные моменты. В конце века развитие бассейна было явно регрессивным. Соленость вод в конце мангазейского века и долборском была нормальной, некоторое опреснение вод морского бассейна происходило в неручандское время /Глинистые минералы..., 1976/.

Образование горизонтов, глинистое вещество которых обогащено медью, приурочено к максимумам интенсивности химического выветривания, аридизации климата и смене трансгрессивного режима регрессивным на фоне общей регрессии в условиях морской седиментации.

Силур

В низах нижнего лландовери и низах лудлова Сибирской платформы выявлены уровни повышенного содержания цинка и свинца в породах. Медные оруденения известны в силурийских породах Тувы, карбонатных формациях Южного Тянь-Шаня /Бгатов, Матухина, 1971; Марков, Пустыльников, 1976; Бгатов и др., 1982; Соколов и др., 1982; Джумалиев и др., 1982/. В Булуктском нагорье хр. Черского в силурийской пестроцветной осадочно-вулканогенной толще выявлено стратиформное медное оруденение /Наркелон и др., 1983/.

Юго-Западное Прианабарье

В бассейнах рек Кунтыкахи, Мойеро и Куломбе в нескольких горизонтах верхов лландовери выявлено повышенное содержание меди (800 г/т), цинка (до 3000 г/т) и свинца (до 250 г/т). В венлокском ярусе содержание меди достигает 800 г/т, цинка - 2000, свинца - 200 г/т, в лудловском содержится 120-200 г/т меди, 100-210 г/т цинка, 20-30 г/т свинца.

Силурийский период характеризуется более слабым по сравнению с ордовиком химическим выветриванием. Здесь на общем фоне продолжительного понижения химического выветривания происходят кратковременные его усиления. В лландовери и венлоке климат был гумидным, в лудлове началась аридизация. Развитие трансгрессии, начавшееся в лландоверианском веке, обусловило смену прибрежно-морских обстановок морскими. Максимум развития трансгрессии приходится на венлокский век. В конце венлока - начале лудлова началось регрессивное развитие бассейна, в результате которого в конце лудлова возникали прибрежные и прибрежно-морские обстановки.

Уровни повышенного содержания меди, цинка и свинца коррелируются со временем усиления интенсивности химического выветривания. Стратиграфически они соответствуют верхам лландовери и низам венлока, верхам венлока и низам лудлова. Соответственно с общей тенденцией ослабления интенсивности химического выветривания в течение силура понижается концентрация меди, цинка и свинца вверх по разрезу.

Бассейн р. Сухой Тунгуски

В верхах лландоверийского яруса, венлокском и низах лудловского данного региона выявлены горизонты, глинистое вещество которых содержит 200–300 г/т меди, 200–800 г/т цинка, 15–30 г/т свинца.

Интенсивность химического выветривания в силурийский период, как отмечено для предыдущего региона, понижалась, временами усиливаясь. Климат в лландовери и венлоке преимущественно был гумидным, заметная аридизация его проявилась на границе венлок – лудлов и в конце последнего. Наиболее существенная трансгрессия была в раннем силуре, после которой преобладало регрессивное развитие. Выявленные уровни повышенного содержания меди и цинка приурочены ко времени усиления химического выветривания при относительной аридизации климата, завершения трансгрессии и начала регрессии бассейна седиментации.

Девон

В девонских отложениях различных регионов Советского Союза известны рудопроявления и оруденения меди, цинка и свинца. На Рудном Алтае стратиформные колчеданно-полиметаллические залежи имеются на эйфельском, живетском, франско-фаменском уровнях. На Омuleвском поднятии свинцово-цинковые руды залегают в доломитах живетского яруса. На северо-западе Орулганского антиклинория стратиформное оруденение меди, цинка и свинца приурочено к терригенным отложениям артыганской свиты верхнедевонского – нижнекаменноугольного возраста. В вулканогенно-осадочной толще Сетте-Дабана имеется три уровня медной минерализации – живетский, франский и франско-фаменский. Рудоносными на свинец и цинк являются верхнедевонские отложения срединной Тянь-Шаньской зоны, верхнедевонские – нижнекаменноугольные отложения Каратау и Центрального Казахстана /Алексеенко, 1981/. В северных районах Сибирской платформы, в отложениях которых изучалось глинистое вещество, рудопроявления пока не известны.

Юго-Западное Прианабарье и северо-запад Сибирской платформы

В разрезах нижнего, среднего и верхнего девона бассейнов рек Куломбе и Кунтыкахи выявлены горизонты повышенного содержания малых элементов в глинистом веществе. Значительно больше обогащены горизонты среднего девона (содержание меди 4000 г/т, цинка – 2200 г/т) относительно нижнего (содержание меди 100 г/т, цинка – 600 г/т).

В раннем девоне интенсивность химического выветривания вначале нарастала, затем понижалась и к концу эпохи достигла средних значений. Средне- и позднедевонская эпохи характеризуются интенсивным химическим выветриванием. В раннем девоне преобладал семиаридный, аридный климат, в среднем в результате гумидизации климат был преимущественно семигумидный, гумидный. В позднем девоне дважды проявилась аридизация (в начале и конце эпохи), обусловившая существование аридного климата, в середине эпохи климат иногда был гумидным. С начала раннего девона развивалась трансгрессия, достигшая своего максимума в конце этой эпохи, сменившаяся регрессией на границе раннего и среднего девона. В среднем девоне режим седиментации имел трансгрессивную тенденцию, на фоне которой наложились три трансгрессии и две регрессии мень-

шего ранга. Трансгрессии соответствуют верхней части эйфельского века, границе эйфельского и живетского веков, концу живетского; регрессии – самому концу эйфельского, верхней части живетского веков. Самый конец живетского века и начало позднего девона характеризуются трансгрессией, на фоне которой примерно в середине франского века проявилась регрессия мелкого ранга.

В Норильском районе, более детально стратифицированном, горизонты повышенного содержания малых элементов меди и цинка выделены в средней части зубовской (середина жединского яруса нижнего девона) свиты, в верхах курейской, нижней части разведочнинской (граница нижнего и среднего девона), в верхах разведочнинской – низах мантуровской (граница эйфельского и живетского ярусов), верхней половине мантуровской (примерно середина живетского яруса), юктинской – низах нахохозской (граница среднего и верхнего девона), в верхах нахохозской и каларгонской свите (франский ярус). Глинистое вещество отложений среднего девона по сравнению с нижним и верхним более обогащено цинком и свинцом.

В течение девонского периода интенсивность химического выветривания нарастала. Процесс этот имел периодичный характер. Усиление химического выветривания происходило в средней части зубовского времени, в начале разведочнинского, в мантуровское, юктинское, в начале и конце нахохозского, в каларгонское. В течение девона климат областей денудации менялся и в одно время был разным для разных питающих провинций. В Болгохтохский бассейн осадконакопления терригенный материал поступал из областей питания, в которых существовал семиаридный или слабо аридный климат в зубовское, курейское, разведочнинское и, частично, мантуровское время. В конце мантуровского времени, нахохозское и каларгонское климат областей питания был гумидным. В областях денудации, снабжавших тонкодисперсным материалом Южно-Пясинский бассейн, в нахохозское, частично, каларгонское и зубовское время климат был аридным. В начале зубовского, в конце разведочнинского, начале мантуровского времени глинистый материал поступал из областей гумидного климата. Девонский период характеризуется нормально- и прибрежно-морскими условиями осадконакопления. В зубовское и курейское время развитие бассейна было преимущественно трансгрессивным, лишь в конце курейского – регрессивным. В разведочнинское время морской бассейн трансгрессировал, конец разведочнинского времени на границе с мантуровским характеризуется кратковременной регрессией. В начале мантуровского времени отмечалось трансгрессивное развитие бассейна, на которое примерно в середине этого времени наложилась регрессия. Конец мантуровского времени, юктинское и самое начало нахохозского характеризуются максимумом трансгрессии. В нахохозское время шло регрессивное развитие морского бассейна. В начале каларгонского времени развивалась трансгрессия /Глинистые минералы..., 1976/.

Горизонты повышенного содержания меди и цинка в глинистом веществе приурочены ко времени повышения интенсивности химического выветривания, смене климатов и к концам трансгрессий.

Карбон – пермь

В верхней части нижнего карбона, в среднем и верхнем карбоне, в перми на Алтае, Приуралье, Центральном Казахстане, Тянь-Шане и Донбассе известны богатые оруденения меди, цинка, свинца и других металлов /Ронов, Хаин, 1955, 1956; Алексеев, 1981/. В детально изученных Тенизской и Джекказган-Сарысульской меденосных зонах Центрального Казахстана отложения франского, фамменского, турнейского, визейского и намюрского ярусов первой зоны, отложения

среднего, позднего карбона и перми второй зоны являются рудоносными. В пределах Верхоянского и мегантиклинория в отложениях артыганской свиты на различных уровнях встречаются пласты и линзы медистых сланцев. В нижних горизонтах агакуканской свиты выявлено стратиформное свинцово-цинковое оруденение, которое находится в парагенетической связи с медным. В Приверхоанском краевом прогибе в карбонатном комплексе предполагается медно-свинцово-цинковое оруденение, сходное с оруденением артыганской и агакуканской свит /Наркелон и др., 1983/.

Тунгусская синеклиза

В Далдын-Алаkitском и Мало-Ботуобинском районах в разрезе каменноугольных и пермских отложений выявлено несколько стратиграфических уровней повышенного содержания малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца в глинистом веществе. Установленные закономерности изменения концентрации химических элементов свидетельствуют о цикличном характере необратимого изменения химического состава глинистого вещества в интервале карбон - пермь /Позднепалеозойский литогенез..., 1983/.

Интенсивность химического выветривания в каменноугольный и пермский периоды понижалась, при этом процесс имел периодичный характер, выраженный осадочными циклами разных рангов. В пределах каждого полного цикла независимо от его ранга зрелость глинистого вещества меняется однотипно. Начало цикла характеризуется высокой зрелостью глинистого вещества, которая понижается в первой половине цикла, достигает минимума в его середине и снова повышается к концу. Первая половина цикла называется регрессивной, вторая - трансгрессивной. Циклами меньшего ранга являются нижне- и верхнеконекский, нижний и верхний нижнеайхальской подсвиты, нижний и верхний верхнеайхальской подсвиты, нижне- и верхнеахтарандинский, нижне- и верхнеборуллоиский (Далдын-Алаkitский район); нижне- и верхнелапчанский, нижний и верхний нижнеботуобинской подсвиты, нижний и верхний верхнеботуобинской подсвиты, нижне- и верхнеботуобинский (Мало-Ботуобинского района). Циклы среднего ранга, соответствующие свитам и подсвитам, составляют закономерно построенный ряд, в пределах которого зрелость глинистого вещества понижается, и представляют регрессивную часть цикла высшего ранга, охватывающего карбон - пермь. Уровни высокой зрелости глинистого вещества, приуроченные к началу и концу цикла, соответствуют уровням корообразования и переотложения продуктов этого процесса, а также концентрации малых элементов в глинистом веществе.

Климат на водосборной суше Далдын-Алаkitского бассейна седиментации в течение конекского, айхальского, ахтарандинского и боруллоиского времени менялся направленно и периодически. Направленное изменение климата выразилось в усилении его аридизации от конекского до боруллоиского времени. Цикличность данного процесса проявилась в чередовании периодов гумидизации и аридизации. Существовавшие в конекское время семиаридные, семигумидные климатические условия в результате аридизации климата в раннеайхальское время сменились семиаридными и аридными. В позднейайхальское время началась гумидизация климата, завершившаяся семигумидными климатическими условиями в начале ахтарандинского времени. В конце ахтарандинского времени проявилась слабая аридизация, достигшая наибольшей интенсивности в боруллоиское время, в течение которого преобладал резко аридный климат. В Мало-Ботуобинском районе в лапчанское время существовал гумидный, семиаридный климат, который еще сохранился в самом начале ботуобинского времени. В ботуобинское время происходила общая аридизация климата, на фоне которой дважды сменились пери-

од аридизации и гумидизации климата. В ботубобинское время аридизация климата нарастала с запада на восток района. На западе в раннеботубобинское время преобладал гумидный, семигумидный, семиаридный климат, в позднеботубобинское – 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 семигумидного климата.

В течение средне-верхнекаменноугольной эпохи пермского периода в Далдын-Алаakitском районе осадконакопление происходило на фоне общего регрессивного развития региона. В конекское время преобладали прибрежные и прибрежно-морские обстановки. В конце конекского времени трансгрессивное развитие бассейна сменялось регрессивным. На границе с раннеайхальским временем регрессия усилилась и продолжалась примерно до середины раннеайхальского, затем началась трансгрессия. Граница ранне- и позднеайхальского времени обозначается максимумом трансгрессии. Позднеайхальское время, так же как и раннеайхальское, начинается регрессивным режимом, заканчивается – трансгрессивным. В айхальское время по сравнению с конекским более широко распространены пресноводные и прибрежные опресненные бассейны седиментации. Этому времени соответствуют два цикла осадконакопления, начинающиеся регрессией, завершающиеся трансгрессией. Каждый из циклов (раннеайхальский и позднеайхальский) состоит из двух также устроенных циклов более мелкого ранга. В ахтарандинское (бургуклинское) время продолжалось и достигло максимума регрессивное развитие, на фоне которого дважды менялся режим осадконакопления с трансгрессивного на регрессивный. В результате значительной регрессии в ахтарандинское время лишь на некоторых участках района происходила седиментация в пресноводных и прибрежных опресненных обстановках. В боруллойское (пеляткинское) время сохранялось регрессивное развитие при широком распространении пресноводных, прибрежных опресненных обстановок седиментации. В самом начале боруллойского времени проявилась кратковременная трансгрессия и происходило некоторое увеличение площадей прибрежно-морских и условий осадконакопления относительно ахтарандинского времени, в дальнейшем развивалась длительная регрессия. В Мало-Ботубобинском районе в лапчанское время развитие бассейна седиментации было регрессивным, осадки накапливались в пресноводных, прибрежных опресненных и прибрежно-морских обстановках. Самому началу ботубобинского времени соответствует регрессия бассейна, обусловившая пресноводные обстановки и быстро сменявшаяся трансгрессией. Раннеботубобинская трансгрессия продолжалась почти до середины ботубобинского времени. При этом на северо-западе и западе района существовали пресноводные, прибрежные опресненные, прибрежно-морские, иногда морские условия осадконакопления, на востоке – только пресноводные и прибрежные опресненные, на северо-востоке – морские, иногда прибрежные опресненные и пресноводные обстановки. В начале позднеботубобинского времени проявилась регрессия, которая на большей части района почти не отразилась на фациальных обстановках. На северо-востоке в результате этой регрессии морские обстановки сменились прибрежно-морскими. Последующая позднеботубобинская трансгрессия продолжалась до конца ботубобинского времени. В период ее развития пресноводные и прибрежные опресненные обстановки имели несколько большее распространение относительно раннеботубобинской трансгрессии. Раннеборуллойское время характеризуется трансгрессивным режимом осадконакопления, который осложнялся трансгрессиями и регрессиями меньшего ранга, объединяющимися в два регрессивно-трансгрессивных цикла. В нижнем из них трансгрессия заметно преобладает над регрессией, в верхнем – трансгрессия почти равнозначна регрессии. Позднеборуллойскому времени соответствует регрессивный режим, который также осложнялся значительными регрессиями и трансгрессиями. В некоторых разрезах выделяется полный

трансгрессивно-регрессивный цикл меньшего ранга, в котором преобладает регрессивный режим осадконакопления. Таким образом, от начала лапчанского, в течение ботуобинского и боруллойского времени все шире распространялись пресноводные обстановки осадконакопления. Характерным для этого времени является то, что и при трансгрессивном режиме осадконакопления они сохранялись. 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 раннеборуллойское время нарастала интенсивность трансгрессивных циклов меньшего ранга, в позднеборуллойское – регрессивных циклов меньшего ранга. В течение всего боруллойского времени относительно ботуобинского преобладал регрессивный режим и начало боруллойского времени знаменуется регрессией малого порядка.

В Далдано-Алаkitском районе в наиболее полных разрезах конекской свиты, нижнеайхальской и верхнеайхальской подсвит, ахтарандинской и боруллойской свит выявлено по два уровня, на которых в глинистом веществе повышено содержание меди, цинка, свинца и других малых элементов (см. табл. 36). В Мало-Ботуобинском районе в наиболее полных разрезах лапчанской и ботуобинской свит выявлено по два, боруллойской – три уровня повышенного содержания малых элементов, в том числе меди, цинка и свинца. Выявленные уровни соответствуют повышению интенсивности химического выветривания, смене климатов в областях денудации и режимов в бассейнах седиментации.

Юра

В юрских и меловых карбонатных и карбонатно-глинистых породах стратифицированные свинцово-цинковые месторождения известны в Юньнаньском и других районах за рубежом. В юрских песчаниках и алевролитах Верхоянья выявлены медноколчеданные и галенит-сфалеритовые руды. Предполагается существование Хатангской меденосной провинции. На Южном Тянь-Шане в пределах Предпамирского краевого прогиба в пестроцветных молассовых отложениях мезозоя выделяется зона рудопроявлений меди с высоким содержанием свинца и цинка. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта меденосными являются красноцветные отложения позднеюрского – раннемелового возраста, в которых выделяются шесть горизонтов. В нижнемеловых отложениях Таджикской депрессии медное оруденение распространено широко. В районе Алайского хребта медепроявление приурочено к интервалу пород от альба до кампана включительно /Алексеев, 1981; Наркелюн и др., 1983/.

Енисей-Хатангский прогиб

В восточной части Енисей-Хатангского прогиба в разрезе юрских отложений повышенное содержание меди, цинка, свинца и других малых элементов в глинистом веществе выявлено на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее значительная концентрация меди, цинка и свинца приурочена к геттанг-синемюрскому, нижнеплинсбахскому и тоарскому уровням, на батском, ааленском уровнях повышено содержание цинка, на батском и келловейском – цинка и свинца.

Начало геттанг-синемюра характеризуется средней интенсивностью химического выветривания, вторая половина – слабой. В середине этого века резко изменилась интенсивность химического выветривания и семиаридный климат сменился на гумидный. В начале геттанг-синемюра в районе Анабарского залива режим бассейна седиментации был неустойчивым, осадки накапливались в при-

брежно-морских и морских условиях, с середины века преобладали прибрежно-морские, чередующиеся с морскими. В раннем плинсбахе интенсивность химического выветривания была низкой и средней, климатические условия и режим бассейна седиментации сохранились от раннего лейаса. Поздний плинсбах начинается при нарастании химического выветривания до среднего и чередовании семиаридных, семигумидных и гумидных климатических условий. К этому времени завершается регрессивный режим и начинается трансгрессивный, но слабо выраженный и кратковременный. В начале позднего плинсбаха преобладали морские условия осадконакопления, иногда уступали прибрежно-морские. В дальнейшем происходит спад интенсивности химического выветривания, продолжающийся до конца позднего плинсбаха, но примерно с его середины химическое выветривание уже было слабым. Соответственно развивалась гумидизация климата, на фоне которой проявились семигумидные и семиаридные климатические условия. Для большей части позднего плинсбаха сохранялось регрессивное развитие бассейна, на фоне которого дважды возникали трансгрессии и регрессии меньшего порядка. Фациальные обстановки были морскими, но с близкой сушей; иногда возникали прибрежно-морские условия. Тоарский век начинается при слабом химическом выветривании; затем интенсивность его быстро нарастает и становится средней и сильной. Этому времени соответствует частая смена семигумидных, семиаридных и гумидных климатических условий. В начале века осадки образовывались в морском бассейне с близкой сушей, при дальнейшем развитии трансгрессии создались нормально-морские или открыто морские условия осадконакопления. Верхняя часть тоарского разреза образовалась при спаде химического выветривания до низкого и среднего, на фоне которого происходили повышения и понижения меньшего порядка при гумидном климате. Развитие трансгрессии в конце раннего и позднем тоаре обусловило морские обстановки, которые сохранились и при последующей регрессии. В начале ааленского века интенсивность химического выветривания оставалась низкой и средней (такой же как в конце тоара). В аалене произошла аридизация климата, выразившаяся частой сменой семигумидных, семиаридных и гумидных климатических условий. В начале аалена продолжалась регрессия, начавшаяся еще в тоаре, сменившаяся затем трансгрессией. В течение всего ааленского века осадки накапливались в морских условиях.

В разрезе мыса Цветкова нижняя часть отложений геттанг-синемора образовалась при интенсивном и среднем химическом выветривании, семиаридном климате и неустойчивом режиме бассейна. Смена прибрежно-морских обстановок на прибрежные происходила в момент отложения примерно средней части разреза. В данном разрезе отсутствуют осадки, образовавшиеся при слабом и среднем химическом выветривании, составляющие в разрезе Анабарского залива верхнюю часть. В данном разрезе присутствуют отложения только позднего плинсбаха, нижняя часть которых образовалась при интенсивном и среднем химическом выветривании, относительной аридизации климата и регрессивном режиме бассейна, определявшем смену прибрежно-морских обстановок прибрежными. Последующее понижение интенсивности химического выветривания, ослабление аридизации климата и продолжение регрессии морского бассейна характеризуют верхнюю часть позднего плинсбаха. Тоарский век в районе мыса Цветкова начинается при низком и среднем химическом выветривании, которое резко усиливается и быстро достигает высокой степени. Интенсивному химическому выветриванию соответствуют семиаридный климат и неустойчивый режим бассейна седиментации, выразившийся в смене прибрежных и прибрежно-морских обстановок при общей тенденции трансгрессивного развития. В конце раннего и начале позднего тоара происходит резкий спад интенсивности выветривания и усиливается аридизация климата. В дальнейшем, в позднем тоаре химическое выветривание ослабевает более плавно, аридизация климата уменьшается. На фоне слабой тенденции трансгрессивного раз-

вития возникают трансгрессии и регрессии меньшего порядка. Завершается поздний тоар регрессией, обусловившей прибрежное и прибрежно-морское осадконакопление. Ааленский век характеризуется низкой и средней интенсивностью химического выветривания, сменой семиаридного климата гумидным. Ааленские осадки накапливались в прибрежно-морской обстановке при смене трансгрессивного режима регрессивным.

В районе р. Анабар в начале позднего плинсбаха интенсивность химического выветривания нарастала, при этом климатические условия менялись от семиаридных до семигумидных, а в бассейне седиментации происходили контрастные изменения фациальных обстановок от открыто морских до прибрежных. Далее интенсивность химического выветривания резко понижалась и до конца позднего плинсбаха оставалась низкой и средней. На фоне общего спада химического выветривания в позднем плинсбахе выделяются два цикла меньшего порядка. После переменного климата в начале позднего плинсбаха, в дальнейшем установился семиаридный с периодическими усилениями. На общем фоне регрессии бассейна также происходили резкие изменения фациальных обстановок от открыто морских до прибрежных. Тоарский век в районе р. Анабар начинается при высокой и средней интенсивности химического выветривания, при смене семиаридного климата семигумидным и регрессивном режиме бассейна, при котором открыто морские условия сменяются прибрежно-морскими. В данном районе отложения верхнего тоара и аалена размыты.

Из приведенного выше описания условий осадконакопления стратиграфических интервалов, характеризующихся наиболее значительной концентрацией меди, цинка и свинца, следует, что интенсивность химического выветривания и климатические условия на суше, а также режим бассейнов седиментации в течение раннеюрской эпохи и ааленского века периодически менялись. В рассматриваемом интервале выделяются три цикла изменения интенсивности химического выветривания. В начале каждого цикла интенсивность химического выветривания нарастает от слабой до средней и сильной, и некоторое время остается на высоком уровне. Данному периоду соответствуют непостоянство климатических условий (чередование гумидных, семигумидных, аридных) и неустойчивый режим бассейнов седиментации, характеризующийся частой сменой трансгрессий и регрессий. К этой части осадочного цикла приурочены высокие содержания меди, цинка, свинца и других малых элементов в глинистом веществе. Средней более продолжительной части циклов* соответствуют понижение интенсивности химического выветривания до слабой и средней, более постоянный гумидный климат и более устойчивый режим осадконакопления. К концу циклов устанавливается регрессия или трансгрессия. Так, образование первого (геттанг-синеморского - раннеплинсбахского) и второго (позднеплинсбахского) циклов происходило на фоне преимущественно регрессивного развития бассейнов. Третий - тоарский, ааленский цикл развивался на фоне преобладания трансгрессии. В самом конце описываемых циклов кратковременно снова проявляется относительное усиление интенсивности химического выветривания, непостоянство климата и относительная трансгрессия. Эти изменения, очевидно, отражают тектонические процессы, подготавливающие начало нового цикла седиментации.

При однотипном строении циклов, отражающих изменения условий осадконакопления во времени в районах Анабарского залива, мыса Цветкова и бассейна р. Анабар, отмечаются некоторые различия, зависящие от положения района в пределах палеобассейна. В течение раннеюрской эпохи и ааленского века в районе мыса Цветкова отмечена более интенсивная аридизация климата, в меньшей

* Продолжительность цикла условно принимается по мощности отложений.

степени она проявилась в районе р. Анабар и еще меньше – в районе Анабарского залива. Эти различия, видимо, обусловлены разными областями питания, откуда поступало глинистое вещество. В районе мыса Цветкова осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках; в районе Анабарского залива – в морских с близкой сушей и открыто морских. Район р. Анабар характеризуется контрастными изменениями фациальных условий от открыто морских до прибрежных. Наибольшая концентрация свинца и цинка в глинистом веществе района Анабарского залива относительно р. Анабар возможно обусловлена более благоприятными фациальными обстановками.

Таким образом, рифейские отложения Сибири имеют цикличное строение. Осадочные циклы, выявленные по геохимическим особенностям глинистого вещества, отражают изменения интенсивности химического выветривания, климата на водосборной суше и режимов бассейнов седиментации. Выделяются циклы разных рангов. С определенными частями осадочных циклов связаны высокие концентрации меди, цинка и свинца в глинистом веществе, имеющие стратиграфическую приуроченность. Стратиграфическими уровнями циклов высокого ранга являются низы нижнего рифея, средняя часть среднего, пограничная зона среднего и верхнего и низы верхнего рифея, на которых находятся известные в настоящее время стратиформные свинцово-цинковые и медные месторождения и рудопроявления Сибирской платформы и ее обрамления. В глинистом веществе рифейских отложений Южного Урала, так же как Сибирской платформы, повышение содержания меди, цинка и свинца отмечается в низах нижнего рифея, в средней и верхней частях среднего, в низах верхнего.

Накопление высоких концентраций меди, цинка и свинца в глинистом веществе происходило в эпохи интенсивного химического выветривания синхронно с образованием осадков, содержащих высокие концентрации и других химических элементов (железо, марганец, алюминий и др.), но в разных фациальных обстановках. Повышенные концентрации цинка и свинца связаны с морскими отложениями, концентрации алюминия, железа, марганца приурочены к прибрежным осадкам, толщи, содержащие медь, занимают промежуточное положение.

Накопление меди, цинка и свинца в глинистом веществе осадков связано с величиной рН среды выветривания на континенте, которая обусловлена климатом. Уровни повышенного содержания меди, цинка и свинца приурочены к периодам чередования гумидного и аридного климата на водосборной суше (смена кислых и щелочных условий выветривания).

В отложениях венда Сибири, так же как в рифейских, выделяются осадочные циклы, к определенным частям которых приурочены повышенные концентрации меди, цинка и свинца в глинистом веществе и породе. В разрезах венда выявлено три стратиграфических уровня повышенной концентрации рудных элементов в глинистом веществе, которым в Игарском районе и на юге Сибирской платформы соответствуют медьсодержащие отложения и рудопроявления.

В отложениях фанерозоя выявлены осадочные циклы различных рангов. Повышенное содержание меди, цинка и свинца в глинистом веществе приурочено к определенным уровням осадочных циклов. Концентрация рудных элементов зависит от ранга циклов. Уровням, завершающим циклы осадконакопления более крупного ранга, соответствуют более высокие концентрации. В глинистом веществе отложений Сибирской и Русской платформ наиболее высокие концентрации меди наблюдаются в нижнем и верхнем кембрии, верхнем ордовике, нижнем и верхнем девоне, верхнем карбоне и перми; цинка – в среднем и верхнем кембрии, нижнем ордовике, нижнем и среднем девоне, карбоне, нижней и средней юре; свинца – в нижнем и среднем кембрии, среднем ордовике, верхнем девоне, нижнем карбоне, нижней юре.

В глинистом веществе отложений различных регионов Советского Союза

наиболее высокие концентрации цинка и свинца приурочены к рифею, венду и кембрию, меди — к палеозою.

В составе глинистого вещества рудовмещающих отложений обычно отсутствуют монтмориллонит и смешанослойные минералы, соответственно содержится больше гидроспуды и алюминия относительно толщ, не содержащих рудные тела. Данная особенность минерального и химического состава глинистого вещества, вероятно, обусловлена постседиментационными процессами, в том числе гидрослюдизацией, для которой требуется наличие щелочных растворов, присутствие в них алюминия и реакционноспособного органического вещества. Гидрослюдизация монтмориллонита сопровождается выделением воды, уменьшением обменной емкости, при этом адсорбированные глинистым веществом (поглощенный комплекс) химические элементы освобождаются, поступают в растворы и мигрируют с выделяющейся водой. Таким образом, пластовые воды с растворенными в них кислыми газами способны формировать рудоносные растворы, непосредственно не связанные с магматической деятельностью. Металлогеническая специфика растворов зависит от геохимического облика вмещающих осадочных толщ. Дальнейшее обогащение растворов рудными компонентами обусловлено их агрессивностью, возрастающей при повышении температуры и давления.

В осадочных бассейнах катагенетические процессы создают потенциальные условия для эпигенетического рудообразования. Здесь формируются металлоносные растворы и возникают крупные скопления углеводорода, наиболее эффективного осадителя металлов. Катагенетические преобразования в глинистых толщах осуществляются при определенных термобарических условиях. Глинистые толщи, обогащенные рассеянными карбонатами и различными металлами, находящимися в активной (сорбированной) форме, погружаясь в зону катагенеза и переходя с одного термобарического уровня на другой, становятся источником различных растворов. В тектонически спокойных областях с небольшими мощностями осадков вышеописанные процессы протекают слабо. В неустойчивых прогибающихся регионах накапливаются огромные мощности осадков. В уплотняющихся глинистых толщах образуются газоводные металлоносные растворы, они отжимаются из глин в песчаные и карбонатные коллекторы, а также в зоны повышенной трещиноватости и разломы.

Как уже отмечалось, специфика металлоносных растворов, формирующихся в глинистых толщах, зависит от их состава, который, в свою очередь, определяется составом пород питающих провинций. Таким образом, первым из главных факторов, способствующих рудообразованию, является источник сноса, который создает металлогенический фон, возникающий при интенсивном поступлении металлов в бассейны седиментации. Необратимые изменения состава питающих провинций определяют приуроченность накопления разных элементов к разным стратиграфическим интервалам.

Вторым главным фактором концентрации многих химических элементов, в том числе металлов, является интенсивное химическое выветривание на суше, поставляющее в моря большие количества растворенных элементов, а также продуцирующее зрелое глинистое вещество, способное адсорбировать их из растворов в большом количестве. Приуроченность горизонтов повышенной концентрации различных химических элементов в глинистом веществе к определенным стратиграфическим уровням является следствием переменной интенсивности химического выветривания в рифее и фанерозое. Чередование горизонтов повышенной и пониженной концентраций отражает периодичный характер последнего.

Отмеченная Н.М. Страховым приуроченность рудных скоплений меди, цинка, свинца к зонам аридного климата подтверждается данными автора, показывающими, что формирование рудоносных осадков коррелируется со временем проявления аридного и семиаридного климата или сменой гумидного и аридного кли-

мата в областях питающих провинций. При данных климатических условиях создаются благоприятные условия для интенсивного выноса элементов из материнских пород, перевода металлов в пелагические области бассейнов седиментации и максимального обогащения ими глинистого вещества. Следовательно, климатические условия являются одним из главных факторов рудообразующего осадочного процесса. Необходимо отметить, что более щелочным условиям выветривания (аридный климат) в среднем рифее соответствуют наибольшие концентрации цинка и свинца в глинистом веществе.

Выявленная связь рудовмещающих осадков с определенными фашиальными обстановками и режимом седиментации позволяет условия осадконакопления в бассейне седиментации отнести к главным факторам, обеспечивающим накопление повышенной концентрации рудных элементов в осадочной толще. Осадки, содержащие цинк и свинец, образовались в морских и прибрежно-морских условиях на конечном этапе трансгрессивного режима. Медьсодержащие осадки фашиально сдвинуты относительно первых в сторону берега и отложились в прибрежных и прибрежно-морских обстановках на начальном и последующем этапах регрессивного режима бассейна седиментации.

Предлагаемая автором схема осадочного рудогенеза и роли в нем глинистого вещества хорошо согласуется и подтверждается экспериментальными и изотопическими исследованиями процесса рудообразования, проведенными для стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири и других регионов мира /Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, 1983/.

Экспериментальное изучение физико-химических условий и особенностей рудообразующих процессов стратиформных месторождений Прибайкальского пояса и юго-востока Якутии показало, что температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, сфалерите, флюорите и кальците являются минимальными для минералообразования. При этом установлены следующие пределы температуры: для кварца 80–250°C, сфалерита – 80–250°C, флюорита – 50–220°C, кальцита – 50–150°C. Наиболее благоприятные температурные интервалы минералообразования для свинцового месторождения 50–120°C, для свинцово-цинкового – 80–240°C, для флюорит-цинкового – 100–200°C.

В составе минералообразующих растворов обнаружены натрий, калий, кальций, магний, медь, свинец, цинк. В большинстве включений преобладают натрий и калий, вероятно, являющиеся составными компонентами хлоридов, так как только хлориды имеют низкие температуры эвтектики. Для изученных месторождений Прибайкалья и юго-востока Якутии установлено, что руды были сформированы при смешении двух типов растворов. Первый тип (200–250°C) по характеру приближается к ювенильным. Второй (150–160°C) соответствует захороненным морским рассолам. Следовательно, температура рудообразования не превышала 250–260°C.

Во включениях минералообразующих растворов свинцово-цинковых стратиформных месторождений в заметных количествах присутствует органическое вещество в виде твердых смолообразных, жидких и газообразных фаз. Известно, что органическое вещество является катализатором процесса рудообразования.

Изучение изотопов рудных и породных свинцов показало, что источником рудного вещества являются породы среднего и верхнего протерозоя, источником аномального свинца – регенерированный свинец среднепротерозойских вулканитов, а также свинец терригенно-карбонатных верхнепротерозойских отложений /Прибайкальский полиметаллический рудный пояс, 1983/. Анализ материала данного исследования показывает, что источником некоторой и, вероятно, довольно значительной доли рудных компонентов является глинистое вещество отложений, вмещающих рудные тела, а также за пределами рудных зон.

Таким образом, комплексное изучение процесса рудообразования свинцово-

цинковых месторождений позволяет отнести их к типу стратиформных сингенетично-эпигенетических, образованных в основном за счет мобилизации и перераспределения седиментогенного рудного вещества.

Вопрос об источнике меди при формировании медистых песчаников и сланцев изучался многими исследователями. В результате выявлено, что потенциальными источниками считаются морская вода, продукты вулканизма, области сноса, подстилающие и вмещающие породы, магматогенные продукты. Большинство работ показывают, что наиболее вероятным источником рудного вещества для образования осадочных месторождений меди являются обогащенные металлами породы областей сноса, размывающиеся в период формирования рудоносных осадков /Наркелон и др., 1983/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В стратиграфическом интервале протерозой – фанерозой в составе глинистого вещества меняется соотношение различных групп глинистых минералов, по которым можно выделить четыре крупных этапа. Первый – этап протерозойский – характеризуется преобладанием гидрослюдистых минералов, менее значительным количеством хлорита и незначительным – смешанослойных образований. В венде усиливается роль хлорита. На втором – нижнепалеозойском – особенно в кембрии заметно увеличивается содержание хлорита. В областях аридного климата хлорит составляет большую долю глинистого вещества. В ордовике и силуре содержание хлорита уменьшается, возрастает доля смешанослойных образований. На верхнепалеозойском этапе резко снижается содержание гидрослюды, увеличивается количество смешанослойных образований и монтмориллонита. В девоне в районах аридного климата широко распространен магнезиальный монтмориллонит. На мезозойском продолжается верхнепалеозойская тенденция изменения состава глинистого вещества, выражающаяся резким увеличением не только количества смешанослойных образований, но и их разновидностей. На всех этапах каолинит присутствует в определенных стратиграфических интервалах, где в зависимости от фашиальной принадлежности осадков его количество меняется (см. рис. 4).

2. Эволюция химического состава глинистого вещества выражается в изменении соотношения минералообразующих и малых элементов. Содержание алюминия в глинистом веществе понижается в течение протерозойской и фанерозойской истории Земли. На фоне направленного изменения выделяются рифейский, нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский этапы, отражающие колебательный характер данного процесса. В пределах крупных этапов выявлены колебания меньшей амплитуды (см. рис. 1). Содержание калия аналогично алюминию понижается от древних к более молодым отложениям, этот процесс также имеет колебательный характер. Наиболее четко выражены колебательные изменения содержания натрия. В рифее и нижнем палеозое содержание натрия в глинистом веществе понижается, в среднем, позднем палеозое и раннем мезозое – повышается. Рифейско-нижнепалеозойский цикл крупного ранга делится на циклы меньшего ранга: нижне – среднерифейский, верхнерифейский и венд-кембрийский; среднепалеозойско-нижнемезозойский цикл – на ордовикско-силурийский, девонско-нижнекаменноугольный, верхнепалеозойско-нижнемезозойский. Содержание железа в глинистом веществе в течение рифея и фанерозоя понижалось, при этом границы этапов, характеризующих колебательный характер процесса, соответствуют таковым для алюминия и калия. По содержанию железа в глинистом веществе намечается разделение верхнепалеозойского и мезозойского этапов. Характер распределения концентраций магния в стратиграфическом интервале рифей – фанерозой в общем близок распределению железа. Различие заключается в смещении максимума концентрации магния на венд-кембрийский период, относительно рифей-вендского максимума для железа, а также в повышении содержания

магния в меловой период. По содержанию магния в глинистом веществе тоже возможно выделение мезозойского этапа.

3. Содержание элементов-гидролизатов в стратиграфическом интервале рифей – фанерозой понижается. Процесс уменьшения концентрации титана, галлия и циркония делится на три этапа: рифейский, нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский. В пределах каждого этапа для разных элементов отмечаются свои особенности распределения (см. рис. 3). Характер изменения содержания титана, галлия и циркония в глинистом веществе в общем виде отражает тенденцию изменения интенсивности химического выветривания на данном отрезке истории Земли.

Концентрация бора в глинистом веществе в рассматриваемом стратиграфическом интервале меняется на тех же трех этапах (см. рис. 3). Распределение содержания бора характеризуется смещением максимумов концентрации относительно максимумов титана и циркония, обусловленным фашиальными особенностями отложений.

Изменение содержания ванадия, хрома, кобальта и никеля в интервале рифей – фанерозой имеет сходный характер, для этих элементов выделяется тоже три этапа. Максимальные их содержания в глинистом веществе приурочены к среднему рифею, венду и кембрию.

Концентрация рудных элементов меди, цинка и свинца в стратиграфическом интервале рифей – фанерозой периодически меняется. Развитие процесса делится на три этапа, в пределах которых содержания каждого элемента различны. Максимальная концентрация свинца находится в рифее; цинка – в среднем рифее, кембрии; меди – в кембрии. В палеозое резко понижается содержание свинца и цинка, содержание меди, постепенно уменьшаясь, остается более высоким относительно рифея. Таким образом, наиболее высокие концентрации цинка и свинца приурочены к рифейским отложениям, меди – к палеозойским.

4. В течение протерозоя и фанерозоя интенсивность химического выветривания, определяющая характер процесса глинообразования, необратимо ослабевала. На фоне направленного процесса периодически усиливалось химическое выветривание. Эпохи интенсивного выветривания были в мукунское и кординское время раннего рифея; в начале и второй половине среднего рифея, в начале и конце позднего рифея, во второй половине венда, в конце раннего – начале среднего кембрия, в среднем и позднем ордовике, в среднем и позднем девоне, в поздней перми, в ранней и поздней юре, в конце раннего мела. Эпохи интенсивного выветривания, выявленные по зрелости глинистого вещества, соответствуют уровням кооробразования, установленным по другим геологическим данным.

5. В протерозое на Сибирской платформе, ее обрамлении, Западно-Сибирской плите, Балтийском шите химическое выветривание протекало в более щелочной среде, чем в фанерозое, вероятно, это обусловлено большей аридностью климата в протерозое по сравнению с фанерозоем. Тенденция гумидизации климата в интервале протерозой – фанерозой носила периодичный характер, проявившийся в многократной смене периодов относительной гумидизации и аридизации климата разной интенсивности и продолжительности. Периоды относительной аридизации крупного ранга (этапы) охватывают ранний рифей, первую половину среднего рифея и венд-палеозой; соответствующие им по рангу этапы гумидизации климата – вторую половину среднего рифея, поздний рифей и мезозой. Этапы состоят из подразделений более мелкого ранга – периодов. Венд-палеозойский этап в пределах Сибирской платформы включает периоды аридизации (поздневендско-кембрийский, позднесилурийско-раннедевонский, позднекаменноугольно-пермский) и чередующиеся с ними периоды гумидизации (ранневендский, ордовикско-раннесилурийский, позднедевонско-раннекаменноугольный).

В течение рифея и фанерозоя на Сибирской платформе, ее обрамлении и За-

падно-Сибирской плите вследствие преобладания регрессивных режимов седиментации нарастала распространенность прибрежных и прибрежно-морских обстановок. Максимального развития они достигали в средне-позднекаменноугольную эпоху и пермский период. Направленный процесс развития режима бассейнов седиментации имел периодичный характер, проявившийся в расширении площадей пресноводных, прибрежных и прибрежно-морских обстановок в начале среднего рифея, позднем рифее, позднем кембрии, среднем, позднем карбоне и перми. Соответственно уменьшались площади морских бассейнов. Максимальные водные пространства существовали в среднем рифее, наименьшие – в среднем – позднем карбоне, перми. При тенденции регрессивного развития бассейнов седиментации происходило периодическое возрастание площади акваторий во второй половине среднего рифея, венде, кембрии, девоне и юре. В каждом последующем периоде размеры морских бассейнов были меньше, чем в предыдущем.

Глинистое вещество, составляющее 60–80% объема всех осадочных пород, является накопителем рудных и других элементов в осадочных толщах. Сорбция глинистым веществом большого количества разнообразных химических элементов из далеко ненасыщенных растворов обуславливает их значительные скопления в осадках. Сорбционная способность глинистого вещества возрастает с увеличением его зрелости.

На стратиграфических уровнях, содержащих свинцово-цинковые и медные месторождения, максимальные содержания свинца, цинка и меди связаны с глинистым веществом. При этом наибольшая концентрация рудогенных и других элементов приурочена к горизонтам зрелого глинистого вещества.

Палеогеографические построения, сделанные на основе анализа глинистого вещества рудовмещающих толщ, свидетельствуют о том, что рудоносные отложения являются частью седиментационного цикла, характеризующейся высокой химической дифференциацией глинистого вещества. Формирование рудоносных осадков коррелируется со временем интенсивного химического выветривания, проявления аридного и семиаридного климата в областях питающих провинций, при котором создаются наиболее благоприятные условия для перевода металлов в растворенном виде (щелочная среда) в пелагические области бассейнов седиментации и максимального обогащения ими глинистого вещества морских бассейнов. Накопление осадков, обогащенных свинцом и цинком, приурочено к морским и прибрежно-морским обстановкам с трансгрессивным режимом, с повышенной соленостью вод бассейнов седиментации. Осадки, обогащенные медью, образуются при преобладании аридного климата, при регрессивном режиме седиментации.

Отмеченные выше особенности седиментогенеза, а также характер распределения рудогенных элементов в рудоносных осадках дают основание предполагать, что значительная доля рудных компонентов поставляется из глинистого вещества вмещающих осадочных толщ в процессе последующих метаморфических преобразований. Возможность подобного механизма процесса рудообразования подтверждается высокой адсорбционной и обменной способностью глинистого вещества, огромными массами глинистого вещества в осадках, а также строгой приуроченностью оруденения к стратиграфическим уровням со зрелым глинистым веществом и высокими концентрациями в них металлогенных элементов. Представляется, что свинцово-цинковые месторождения, относящиеся к типу стратиформных сингенетично-эпигенетических, образуются главным образом за счет мобилизации и перераспределения седиментогенного рудного вещества в процессе регионального метаморфизма.

Изученные автором стратиформные свинцово-цинковые месторождения приурочены к подвижным зонам Сибирской платформы, к ее крайвым прогибам (Енисейский кряж, Прибайкалье, Юдомо-Майский прогиб). В отмеченных регионах свинцово-цинковое оруденение распространено на больших площадях и строго вы-

держано в пределах определенных стратиграфических уровней. Например, в Юго-Восточной Якутии протяженность полосы оруденения превышает 300 км, при этом руды концентрируются в узком стратиграфическом интервале (в верхней подсвите юдомской свиты венда). В Северо-Западном Прибайкалье рудовмещающими являются отложения верхней подсвиты голоустенской свиты верхнего рифея, на Енисейском кряже – верхние горизонты токминской свиты верхнего рифея.

Приуроченность стратиграфических месторождений к краевым прогибам и геосинклиналям обусловлена огромными мощностями осадков, обладающих соответственно большими запасами рудогенных элементов, из которых формируются потенциально рудоносные растворы. Металлогеническая специфика этих растворов зависит от геохимических особенностей вмещающих пород. В регионах с вялой тектоникой металлоносные растворы остаются захороненными. В тектонически активных зонах с образованиями разломов, способствующих усиленной циркуляции растворов, возникают благоприятные условия для формирования рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеевский А.В., Акульшина Е.П., Березий А.Е. и др. Литологическая характеристика и условия накопления верхнекембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа. – В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 36–81.
- Акульшина Е.П. Глинистые минералы в отложениях палеозоя районов рек Курейки и Горбятчин. – В кн.: Осадочные серии палеозоя Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 52–58.
- Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. – Новосибирск: Наука, 1971. – 150 с.
- Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1973. – 59 с.
- Акульшина Е.П. О направленности и периодичности изменения минерального и химического состава глинистого вещества в верхнем протерозое, палеозое и мезозое Сибири. – В кн.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1975, с. 47–50.
- Акульшина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя. – В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, с. 78–89.
- 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, 1980а, с. 101–125.
- Акульшина Е.П. Малые элементы в глинистом веществе протерозойских и фанерозойских осадков. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1980б, с. 16–18.
- Акульшина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества в верхнем докембрии и фанерозое. – В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 3–4.
- Акульшина Е.П. Глинистое вещество в карбонатных отложениях и его значение в осадочном рудогенезе. – В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982а, с. 53–58.
- Акульшина Е.П. Цикличное изменение состава глинистого вещества в палеозое Сибирской платформы. – В кн.: Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982б, с. 15–20.
- Акульшина Е.П. Эволюция физико-химических условий выветривания в рифее и фанерозое. – В кн.: Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск, 1982в, 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. – 57 с.
- Акульшина Е.П., Алабина А.А., Писарева Г.М. и др. Условия осадконакопления и постседиментационные изменения венд-кембрийских отложений Нижнего Приангарья. – В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973, с. 60–84.
- Акульшина Е.П., Гелецян Г.Г., Казанский Ю.П. и др. Литологические и палеонтологические критерии и палеогеография рифея Сибирской платформы. – В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1972, с. 35–47.
- Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Позднедокембрийское осадконакопление. – В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1972, с. 17–24.

- Акульшина Е.П., Казанский Ю.П. Основные этапы глинообразования при выветривании в истории Земли. – В кн.: Изучение и использование глин. Минск: Наука и техника, 1971, с. 61–64.
- Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Петров В.Г. и др. Углеродистые отложения верхнего докембрия Енисейского края, их литолого–геохимическая характеристика и условия формирования. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, с. 13–16.
- Акульшина Е.П., Москвин В.И., Обут А.М., Писарева Г.М. Об условиях накопления осадков с граптолитами. – В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973, с. 85–94.
- Акульшина Е.П., Москвин В.И., Петров В.Г., Писарева Г.М. Рассеянное органическое и глинистое вещество сланцев рифея юго–восточной части Енисейского края. – В кн.: Литолого–геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 122–136.
- Акульшина Е.П., Писарева Г.М. О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с выветриванием. – Геол. и геофиз., 1970, № 6, с. 80–87.
- Акульшина Е.П., Пономарев В.Г. Формационный анализ рифейско–вендских отложений Кышлакской структуры и особенности их металлогении. – В кн.: Стратиформные свинцово–цинковые месторождения в отложениях венда Юга–Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1979, с. 11–37.
- Акульшина Е.П., Сараев С.В., Писарева Г.М. Сравнительная характеристика условий образования черносланцевых толщ Енисейского края и Центральных Кызылкумов по геохимическим данным. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. – Алма–Ата: Наука, 1981, с. 95–96.
- Алексеев В.А. Геохимия стратифицированных свинцово–цинковых месторождений. – Ростов: Изд–во Ростовского ун–та, 1981. – 256 с.
- Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. – Новосибирск: Наука, 1972, с. 5–12.
- Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. – Новосибирск: Наука, 1978. – 189 с.
- Ахмедов А.М. Геохимическая оценка палеосолености по составу среднепротерозойских метаосадков Печенги. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты: Изд–во Кольского филиала АН СССР, 1971, с. 248–253.
- Балицкий Д.К., Пилипенко В.Н., Терещенко В.В. Некоторые черты истории геологического развития западной части Енисейского края и сопредельных территорий в среднем и позднем рифее. – В кн.: Полиметаллическое оруднение Енисейского края. Красноярск: кн. изд–во, 1976, с. 24–31.
- Башарин А.К. Восточно–Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. – М.: Наука, 1967. – 202 с.
- Бгатов В.И. О границах осадочных серий. – В кн.: Осадочные серии палеозоя Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 17–25.
- Бгатов В.И. Литолого–геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и сибуре Сибирской платформы. – Красноярск: кн. изд–во, 1973. – 231 с.
- Бгатов В.И. Цикличность породо– и рудообразования в свете идей В.П. Казаринова. – В кн.: Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982, с. 6–15.
- Бгатов В.И., Дивина Т.А., Матухин Р.Г., Матухина В.Г. Закономерности осадконакопления. – В кн.: Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, с. 274–289.
- Бгатов В.И., Кашенко С.А. Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений в бассейне среднего течения р. Маймечи. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1963, с. 42–46.
- Бгатов В.И., Козлов Г.В., Марков Е.П. Рудная специализация пород позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. – В кн.: Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982, с. 57–69.
- Бгатов В.И., Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон. – В кн.: Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, с. 247–273.
- Бгатов В.И., Матухина В.Г. Свинцово–цинковая минерализация в ордовике и силуре Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 122–124.
- Бекасова Н.Б., Аведисян А.А. Геохимические особенности сульфидно–углеродистых сланцев продуктивной толщи Печенги. – В кн.: Геохимические критерии перспектив

- рудноности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1978, с. 43-51.
- Бершов Л.В., Марфунин А.С. О смесях изоморфизма бора в алмосиликатах, карбонатах и сульфатах по данным ЭПР. - Геохимия, 1981, № 3, с. 446-449.
- Бетехтина О.А. Ассоциации лагунных и пресноводных пелелипод из верхнепалеозойских угленосных отложений Сибири. - В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. М.: Наука, 1967, с. 233-240.
- Биккенина Ф.Т. Терригенные минералы нефтегазоносных отложений готерив-баррема Западной Сибири и их распределение. - М.: Наука, 1970. - 141 с.
- Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 151 с.
- Борзенко Г.Ф., Скляров Р.Я. Приангарский меденосный бассейн. - Сов. геология, 1970, № 8, с. 96-105.
- Борисенок Л.А. Геохимия галлия. - М.: Изд-во МГУ, 1971. - 230 с.
- Бровков Г.Н., Ли Л.В., Мирошников А.Е. и др. Стратиформное оруденение цветных металлов и золота Красноярского края. - В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 40-46.
- Бровков Г.Н., Охачкин Н.А., Пельтек Е.И. и др. Закономерности размещения полиметаллического оруденения. - В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск: кн. изд-во, 1976, с. 86-99.
- Будников В.И. Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы. - М.: Недра, 1976. - 135 с.
- Будников В.И., Ван А.В., Лизалек Н.А. Осадочные серии. - В кн.: Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, с. 368-379.
- Будников В.И., Жабин В.В., Родин Р.С. Периодичность формирования бокситоносных формаций позднего докембрия и фанерозоя Сибири. - В кн.: Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982, с. 39-49.
- Бурков В.В. Стронций. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 353-378.
- Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П. Особенности геохимии бора в глинистых минералах. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 1, с. 151-156.
- Вашенко Е.М., Урумов Ю.Д., Файнштейн Г.Х. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. - Геол. и геофиз., 1982, № 5, с. 25-31.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. - М. - Л.: Горно-геолого-нефтяное изд-во, 1934. - 379 с.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1956, № 1, с. 6-52.
- Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 235 с.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. - М.: Изд-во АН СССР, 1959. - 44 с.
- Виноградов А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры, Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 5-22.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. - Геохимия, 1956, № 6, с. 3-24.
- Волкодав И.Г., Горбунов А.И., Мехоношин В.Ф. Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии. - Разведка и охрана недр, 1976, № 10, с. 6-10.
- Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М. Литология ютнийских образований онежской синеклизы. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966, с. 54-60.
- Галдобина Л.П., Сацук Ю.И. Ятулийские образования Пана-Куолярвинской структурно-фашиальной зоны. - В кн.: Геология ятулийских образований. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1981, с. 26-31.
- Гарань М.И. Верхний докембрий западного склона Центральной зоны Южного Урала. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 114-161.
- Гелецяя Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. - Новосибирск: Наука, 1974. - 168 с.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. - Л.: Госстптехиздат, 1963. - 183 с.

- Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. — Новосибирск: Наука, 1976. — 189 с.
- Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования теплогинской серии Байкальской горной области. — М.: Недра, 1976. — 124 с.
- Голубев А.И., Светов А.П. О медно-сульфидном оруденении в Ятулии Лехтинской структуры. — В кн.: Геология ятулийских образований. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1981, с. 38-43.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. — М.: Наука, 1968. — 152 с.
- Горбунов А.И., Иноземцев И.Н., Старников А.И. Свинцово-цинковое оруденение силезского типа в кембрийских отложениях Восточного Алдана. — Разведка и охрана недр, 1972, № 5, с. 12-14.
- Горбунова З.Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана. — Океанология, 1966, т. 6, вып. 2, с. 267-274.
- Горбунова З.Н., Лисицын А.П. Основные закономерности распределения глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 6, с. 1402-1407.
- Горещкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 257 с.
- Грамберг И.С. Палеогидрохимия терригенных толщ. — Л.: Наука, 1973. — 171 с.
- Грамберг И.С. Геохимические показатели эволюции состава вод Арктического океанического бассейна в фанерозое. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 133-135.
- Гурьев Г.А., Кропачев А.П. О медистых сланцах в рифее хр. Сетте-Дабан. — Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 139-141.
- Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975. — 108 с.
- Джумалиев Т.Д., Асаналиев У.А., Туркудеев И.Д. Структурно-фациальные закономерности размещения и эпигенез палеозойских стратиформных месторождений Киргизии. — В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 118-125.
- Дивина Т.А. Верхний карбон и пермь. — В кн.: Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, с. 263-274.
- Дивина Т.А. Литология и условия образования позднепалеозойских отложений Норильского района. Автореф. канд. дис. — Ростов-на-Дону, 1970. — 23 с.
- Додатко А.Д. Дофанерозойские коры Украинского щита и некоторые вопросы эволюции процессов выветривания. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: изд. ВИЭМС, 1975, с. 41-44.
- Драгунов В.И. Туруханский и Игарский районы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 318-331.
- Дукарт Ю.А., Отнюков Н.И., Коробков Г.В. и др. Некоторые вопросы стратиграфии продуктивных толщ Мало-Ботуобинского алмазоносного района. — В кн.: Геология и прогнозирование алмазных месторождений. М., 1974, с. 66-68.
- Дымкин В.А. Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений западного склона Анабарского поднятия. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с. 53-72.
- Ерашев-Шак В.А. Каолинит в осадках Атлантического океана. — Докл. АН СССР, 1961а, т. 137, № 3, с. 695-697.
- Ерашев-Шак В.А. Иллит в осадках Атлантического океана. — Докл. АН СССР, 1961б, т. 137, № 4, с. 951-953.
- Жабин В.В., Казанский Ю.П. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 55-68.
- Жарков М.А. Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 260-299.
- Жарков М.А. Этапность, объем и площадь палеозойского соленакопления. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. I. Новосибирск: Наука, 1976, с. 57-88.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. — Новосибирск: Наука, 1977. — 271 с.

- Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана в фанерозое. – В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 110–121.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М., Колосов А.С., Советов Ю.К. Новые данные о проявлении калиености в кембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. – Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1, с. 86–96.
- Жарков М.А., Скрипин А.И. Верхнекембрийские отложения Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1971. – 99 с.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Лучинина В.А. и др. Опорные скважины верхнего докембрия – нижнего кембрия в стратотипическом районе среднего течения р. Лены. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983, с. 3–45.
- Занин Ю.Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. – Новосибирск: Наука, 1970. – 217 с.
- Занин Ю.Н. Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли. – В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981а, с. 216–218.
- Заин Ю.Н. О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое. – В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981б, с. 122–133.
- Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1981, № 1, с. 36–42.
- Злобин М.Н., Кабаньков В.Я. Литологическая характеристика верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: изд. НИИГА, 1970, с. 21–56.
- Злобин В.А., Советов Ю.К. Медь, золото и радиоактивные элементы в отложениях тасеевской серии Енисейского кряжа. – Геол. и геофиз., 1975, № 8, с. 147–152.
- Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. Распределение фитопланктона и среда осадкообразования в рифее. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 173–182.
- Ивановская А.В., Сочава А.В. Ассоциации кварцевых песчаников рифея Восточной Сибири. – В кн.: Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Л.: Наука, 1983, с. 122–137.
- Ильюхина Н.П., Вербицкая Н.Г. Условия образования и стратиграфия угленосных отложений карбона Сибирской платформы. – Сов. геология, 1976, № 5, с. 45–59.
- Иогансон А.К., Кропачев А.П. Свинцово-цинковое стратиформное оруденение в вендских отложениях северной части Майско-Кылахской зоны. – Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 128–134.
- Иткина С.К. К вопросу о геохимии галлия в осадочных породах. – В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М.: Наука, 1965, с. 74–90.
- Казанский Ю.П. Седиментология. – Новосибирск: Наука, 1976. – 272 с.
- Казанский Ю.П. Основные этапы формирования глинистых минералов в продуктах выветривания в докембрии и фанерозое. – В кн.: Eight Conference on clay Mineralogy and Petrology. Univerzita Karlova Praha, 1981а, р. 181–185.
- Казанский Ю.П. Развитие морского карбонатонакопления в геологической истории Земли. – В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981б, с. 46–47.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 322 с.
- Казаринов В.П. Осадочные серии и комплексы. – В кн.: Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, с. 421–437.
- Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 271 с.
- Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. – В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1955, с. 5–26.
- Кириченко Г.И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и его складчатого обрамления. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Л.: Недра, 1967, с. 3–48.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. – М.: Наука, 1982. – 127 с.

- Козлов Г.В. Литология и рудная специализация осадочных формаций позднего докембрия Туруханского района. Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1981. – 22 с.
- Козлов Г.В., Александров В.С., Ковалев А.Н., Кужельная З.В. Состав и рудная минерализация осадочных формаций верхнего докембрия Туруханского поднятия. – В кн.: Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. Новосибирск, 1981, с. 103–109.
- Козлов Г.В., Александров В.С., Ковалев А.Н. и др. Медно-полиметаллическая минерализация в пестроцветной терригенно-карбонатной и сульфатно-доломитовой формациях Туруханского поднятия. – В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982, с. 131–136.
- Коры выветривания Сибири. – М.: Недра, 1979. Кн. 1. – 220 с.; кн. 2. – 249 с.
- Корякин А.С., Сафронов В.Т. Опыт комплексного литолого-геологического исследования метаморфизованных кор выветривания докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5, М.: Наука, 1979, с. 61–96.
- Краткий справочник по геохимии. – М.: Недра, 1977. – 182 с.
- Кренделев Ф.П., Лучко А.Г. Первая находка докембрийских медистых конгломератов сульфатного типа. – Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1236–1237.
- Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. – М.: Наука, 1982. – 225 с.
- Кутырев Э.И. Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнедокембрийских отложениях юга Сибирской платформы. – Литология и полезные ископаемые. 1969, № 3, с. 67–84.
- Левчук М.А. Цикличность юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. – В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск, 1978, с. 89–95.
- Левчук М.А., Акульшина Е.П. Геохимическая характеристика и условия осадконакопления ниже-среднеюрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. – В кн.: Геология и нефтегазоносность седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83–90.
- Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. – М.: Наука, 1964. – 136 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. – М.: Наука, 1978. – 392 с.
- Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Емельянов Е.М., Зверинская И.Б. Титан. – В кн.: Геология элементов гидролизатов. М.: Наука, 1980, с. 117–149.
- Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. – М.: Наука, 1973. – 224 с.
- Лисицына Н.А., Дворецкая С.А., Пушкина З.В., Черкасова Е.В. К геохимии элементов гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, 1973, № 6, с. 3–20.
- Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах. – Литология и полезные ископаемые. 1973, № 2, с. 23–29.
- Лубченко И.Ю., Холодов В.Н. Геохимия свинца в современных осадках и ее роль в познании рудообразования прошлых эпох. – В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 82–95.
- Лукашин В.Н., Лисицын А.П. Галлий. – В кн.: Геохимия элементов гидролизатов. М.: Наука, 1980, с. 50–70.
- Лукашов В.К., Дербинский И.А. О механизме фиксации бора в глинистых минералах. – В кн.: Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: изд. ИГЕМ АН СССР, 1976, с. 92–93.
- Марков Е.П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. – Л.: Недра, 1970. – 144 с.
- Марков Е.П., Пустыльников А.М. О рудопроявлениях меди, свинца и цинка в венде и нижнем палеозое Сибирской платформы. – В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, изд. СНИИГиМС, 1976, с. 76–84.
- Марков Е.П., Пустыльников А.М. Новые данные о меденосности средне-верхнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. – В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 88–89.
- Маслов В.К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье). – Геол. и геофиз., 1974, № 11, с. 44–50.

- Маслов В.К. Фашиально-палеогеографические условия осадконакопления и бокситоносность байкальской серии (Западное Прибайкалье). - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 204-215.
- Матухин Р.Г. Литология и условия накопления девонских и нижнекаменноугольных отложений северо-запада Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Ростов-на-Дону, 1968, 23 с.
- Матухин Р.Г. К мирегении девона Сибирской платформы. - В кн.: Мирегения осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1980, с. 35-41.
- Махнач А.С., Бордон В.Е., Ольховник Е.Т., Урьев И.И. Геохимические особенности верхнепротерозойских и палеозойских отложений Белоруссии и их прикладное значение. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наукова думка, 1976, с. 64-65.
- Мац В.Д., Наумов Е.И., Бабкин А.К. Докембрийские коры выветривания юга Сибирской платформы. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск: 1969, с. 166-174.
- Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. - М.: Недра, 1977. - 222 с.
- Мейен С.В. Каменноугольные флоры. - В кн.: Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970, с. 43-110.
- Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). - Л.: Наука, 1982. - 208 с.
- Меннер В.В. Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 6, с. 1441-1444.
- Меннер В.В. К истории девонского осадконакопления в северо-западных районах Сибирской платформы. - Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 12, с. 3-15.
- Меннер В.В. О распределении эвапоритов в среднепалеозойских отложениях Северной Сибири. - Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 3, с. 666-669.
- Мешкова Н.П., Николаева И.В., Куликов Ю.П. и др. Стратиграфия и литология пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия. Новосибирск: Наука, 1976, с. 3-22.
- Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальной пульсации Земли. - Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1203-1207.
- Милло Ж. Геология глин. - Л.: Недра, 1968. - 310 с.
- Мирошников А.Е. Средне-верхнекембрийский этап пестро-красноцветного осадконакопления западной части Сибирской платформы - отражение салаирской фазы тектогенеза. - В кн.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1975, с. 103-106.
- Мирошников А.Е., Ржевский В.Ф., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосные горизонты верхнего докембрия Игарского района. - В кн.: Мирегения осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1980, с. 22-29.
- Мирошников А.Е., Шклярник Г.К. Состав и условия образования кембрийских карбонатно-глинистых пород Приангарского бассейна. - В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982, с. 128-131.
- Михайлов Б.М. Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. - Л.: Недра, 1978. - 67 с.
- Мишин В.М. Уровни формирования предположительно бокситоносных кор выветривания. - В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 109-110.
- Наркелю Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. - М.: Недра, 1983. - 412 с.
- Наливкин В.Д., Позднер В.М., Тихий В.Н., Форш Н.Н. Эволюция географических условий в среднем и позднем палеозое на территории СССР. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, с. 182-187.
- Негруда Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя областей сочленения карелид и беломорид. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. - 254 с.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 320-336.

- Николаева И.В. Направленность и периодичность в изменении первичного состава минералов группы глауконита и процессов вторичного их преобразования. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 185–187.
- Николаева И.В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. – В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 133–145.
- Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. – 197 с.
- Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. Верхний докембрий восточной части Алданского шита и Юдомо-Майского мегасинклинального прогиба. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 293–305.
- Ольховник Е.Т. Геохимические особенности и металлогенетическая специализация вендских отложений Белоруссии. Автореф. канд. дис. – Минск, 1981. – 23 с.
- Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. – М.: Наука, 1972. – 353 с.
- Охалкин Н.А., Мирошников А.Е., Бровков Г.Н., Корнев Т.Я. Характеристика рудных объектов Енисейского полиметаллического пояса. – В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск: кн. изд-во, 1976, с. 38–52.
- Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. – Новосибирск: Наука, 1974. – 170 с.
- Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П., Мельникова Н.Д. и др. К геохимии циркония и гафния в мезозойском литогенезе Таджикской депрессии. – Геохимия, 1981, № 1, с. 106–120.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. – М.: Мир, 1971. – 251 с.
- Перельман А.И., Батулин С.Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания. – В кн.: Коры выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 83–115.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. – В кн.: Вопросы геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 30–99.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Пермские равнины Приуралья как особая геохимическая и возможно палеобихимическая провинция. – В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 614–619.
- Петраков В.У. Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района. – Геол. и геофиз., 1964, № 4, с. 19–34.
- Петраков В.У. Стратиграфия, фации и нефтегазоносность нижнепалеозойских отложений Туруханского района. Автореф. канд. дис. – Томск, 1966. – 23 с.
- Петраков В.У., Килина Л.И. Фации и палеогеография нижнепалеозойских отложений Туруханского района. – Геол. и геофиз., 1969, № 1, с. 64–74.
- Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 206 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. – М.: Недра, 1967. – 345 с.
- Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. – Л.: Недра, 1975. – 194 с.
- Позднепалеозойский литогенез алмазоносных районов Якутии. – Новосибирск, 1983. – 202 с.
- Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусской синеклизы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 101 с.
- Пономарев В.Г., Акульшина Е.П., Сараев С.В. Углеродистые карбонатно-сланцевые толщи докембрия и сингенетичное им колчеданно-полиметаллическое оруденение на Енисейском кряже. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, с. 169–173.
- Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Акульшина Е.П. Главные особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских толщах Сибири. – Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 11–15.
- Постановление межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1973. – 52 с.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. – Л.: Наука, 1974. – 139 с.
- Приангарский меденосный бассейн. – М.: Недра, 1981. – 108 с.
- Прибайкальский полиметаллический рудный пояс. – Новосибирск: Наука, 1983. – 220 с.

- Пустовалов Л.В., Холодов В.Н. Хром. – В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 171–196.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. – М.: Наука, 1975. – 247 с.
- Работнов В.П. Эвапоритовые образования докембрия. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 71–72.
- Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. – М.: Наука, 1964. – 273 с.
- Ратеев М.А. Современные представления о закономерностях размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. – В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 220–236.
- Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. – Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3, с. 3–22.
- Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района. – В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 81–84.
- Ржевский В.Ф., Чехович К.М. Стратиграфия докембрия Игарского района. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 101–113.
- Решение Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II. – Новосибирск, 1982, – 127 с.
- Ронов А.Б. К слеодокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. – Геохимия, 1959, № 5, с. 397–409.
- Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков. – В кн.: Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 118–164.
- Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1964, № 8, с. 715–743.
- Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – Геохимия, 1972, № 2, с. 137–147.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1980. – 77 с.
- Ронов А.Б. Эволюция осадкообразования в истории Земли. – В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 65–68.
- Ронов А.Б., Ванштейн Э.Е., Тузова А.М. К геохимии гафния, циркония и некоторых других элементов – гидролизатов в глинах. – Геохимия, 1961, № 4, с. 306–315.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов гидролизатов в процессах выветривания и осадкообразования. – Геохимия, 1965, № 2, с. 131–158.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород шитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.
- Родрв А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88–89.
- Ронов А.Б., Сеславский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира. – Сов. геология, 1974, № 12, с. 10–34.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Девонские литологические формации мира. – Сов. геология, 1954, № 41, с. 46–76.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Каменноугольные литологические формации мира. – Сов. геология, 1955, № 48, с. 92–117.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Пермские литологические формации мира. – Сов. геология, 1956, № 54, с. 20–36.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Юрские литологические формации мира. – Сов. геология, 1962, № 1, с. 9–34.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславский К.Б. Ордовикские литологические формации мира. – Сов. геология, 1976, № 1, с. 7–27.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславский К.Б. Нижне- и среднерифейские литологические комплексы мира. – Сов. геология, 1980, № 5, с. 59–79.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславский К.Б. Вендские литологические комплексы мира. – Сов. геология, 1981, № 5, с. 37–59.

- Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я., Шишкин Б.Б. Стратиграфия нижнекембрийских отложений Игарского района. – В кн.: Геология нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1964, с. 42–46.
- Савицкий В.Е., Шишкин Б.Б., Шабанов Ю.Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района. – В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 133–145.
- Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я., Евтушенко В.М., Шишкин Б.Б. Опорный разрез кембрия Хорбусунской фашиальной области. – В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1972, с. 53–60.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. – Л.: Недра, 1973. – 309 с.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 242 с.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – М.: Наука, 1974. – 298 с.
- Сиваев В.В., Попова В.А. К проблеме поисков меди в Карелии. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып. 7. Л.: Недра, 1967, с. 175–183.
- Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выветривания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: изд. ВИМС, 1975, с. 5–15.
- Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5–29.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. – Л.: Недра, 1967. – 231 с.
- Синчук Ю.А. Геологическое строение, геохимические особенности и условия локализации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Западного Прибайкалья. Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1974. – 29 с.
- Скляр Р.Я. Протерозой и палеозой Иркинеево-Чадобецкой зоны. Автореф. канд. дис. – Казань, 1968. – 24 с.
- Склярова Г.Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
- Смирнов В.И. Генезис стратиформных рудных месторождений. – В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 3–4.
- Советов Ю.К. Петрографические ряды и горизонты песчаников в отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы. – В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1974, с. 181–191.
- Советов Ю.К., Акулыгина Е.П., Ивановская А.В., Писарева Г.М. Строение разреза, состав и условия отложения юдомского комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа. – В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1975, с. 82–102.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1970. – 366 с.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Горьковец В.Я., Хейсканен К.И. Терригенные осадки в формационных рядах раннего докембрия (на примере Карелии). – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1977, с. 64–75.
- Соколов В.С., Журавлева И.Т., Казанский Ю.П. и др. Опорные скважины нижнего кембрия и позднего докембрия в среднем течении р. Лены. – Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 120–123.
- Соколов П.Н., Матухин Р.Г. К литологической характеристике среднедевонских соленосных отложений бассейна р. Имангды. – В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с. 145–153.
- Соколов П.Н., Матухин Р.Г., Вааг О.В. и др. Новые данные о соленосности девона северо-запада Сибирской платформы. – В кн.: Литология и палеогеография Сибирской платформы. Новосибирск, 1979, с. 56–63.
- Соколов П.Н., Матухин Р.Г., Дивина Т.А. и др. Основные этапы лито- и рудогенеза в раннем и среднем палеозое Сибирской платформы. – В кн.: Основные проблемы литологии Сибири. Новосибирск, 1982, с. 20–32.

- Солодкова Н.А. Отложения верхней части рифея и венда Енисейского кряжа (стратиграфия, литология, условия накопления). Автореф. канд. дис. - М., 1972. - 21 с.
- Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. - Л.: Наука, 1979. - 207 с.
- Сочава А.В., Гликман Л.С. Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция. - В кн.: Материалы эволюционного семинара. Владивосток, 1973, с. 68-86.
- Спенсер Д., Дегенс Е., Кульбицки Дж. Факторы, управляющие распределением элементов в осадках. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 211-227.
- Ставцев А.Л. Осадочная цинковая минерализация на юго-восточной окраине Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1969, № 8, с. 131-134.
- Стаников В.А. Природа медной минерализации в терригенных образованиях венда Иркутского амфитеатра. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М.: Недра, 1971, с. 125-129.
- Старников А.И. Рудоносность рифейско-кембрийских отложений Кылахского поднятия (Юго-Восточная Якутия). - В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири. Хабаровск, 1983, с. 21-22.
- Старников А.И., Мехошин В.Ф. Литология, меденосность юдомской серии в северо-восточной части Кылахского поднятия (хр. Сетте-Дабан). - В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 197-205.
- Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. - Л.: Гостехиздат, 1959. - 210 с.
- Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 714 с.
- Стратифицированные месторождения меди СССР. - Л.: Недра, 1973. - 312 с.
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1979. - 232 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1 - 212 с.; т. 2 - 576 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 529 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. - М.: Наука, 1976. - 296 с.
- Суслов А.Т. Марганец. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 100-170.
- Тимофеев П.П. Геология и фашии юрской угленосной формации Южной Сибири. - М.: Наука, 1969. - 446 с.
- Троицкая И.Н. Геохимические особенности каменноугольных отложений Московской синеклизы. - В кн.: Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М., Геол. фонд РСФСР, 1979, с. 70-75.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. - М.: Недра, 1970. - 432 с.
- Туровский Д.С., Хеиров М.Б., Ратеев М.А. Локализация глинистых минералов в верхнем слое донных осадков акватории Каспийского моря. - Литология и полезные ископаемые, 1981, № 1, с. 6-17.
- Тычинский А.А., Акульшина Е.П., Баулина М.В. Геохимия рудоносных терригенно-карбонатных отложений докембрия Прибайкалья и свинцово-цинковое оруденение. - В кн.: Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1982, с. 91.
- Тычинский А.А., Синчук Ю.А., Шипилов Л.Д., Перовский И.Г. Источники рудного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа. - В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 43-80.
- Файнштейн Г.Х. Закономерности формирования и размещения алмазных россыпей Западной Якутии. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 9. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 41-62.
- Файнштейн Г.Х. Основные черты строения алмазоносных осадочных формаций верхнего палеозоя восточного борта Тунгусской синеклизы. - Геол. и геофиз., 1981, № 5, с. 46-53.
- Феофилова А.П. Значение красноцветных отложений среди углистых формаций карбона

- как показателя палеогеографических и климатических изменений. - В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М.: Наука, 1971, с. 35-42.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславский К.Б. Силурийские литологические формации мира. - Сов. геология, 1977, № 5, с. 21-42.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславский К.Б. Верхнерифейские комплексы мира. - Сов. геология, 1981, № 1, с. 72.
- Хардер Г. Геохимия бора. - М.: Недра, 1965. - 135 с.
- Хокс Х.Е., Уэбб Дж. Геохимические методы поисков минерального сырья. - М.: Мир, 1964. - 487 с.
- Холланд Г. Содержание CO_2 в атмосфере Земли в геологической истории. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 65-69.
- Холодов В.Н. Об эволюции типов концентраций ванадия во времени. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 197-200.
- Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 1. Довендские поднятия как источник рудных компонентов. - Литология и полезные ископаемые, 1970а, № 2, с. 130-147.
- Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 2. Осадочные породы, руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. - Литология и полезные ископаемые, 1970б, № 4, с. 29-44.
- Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. - М.: Наука, 1973. - 275 с.
- Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. - В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191-208.
- Холодов В.Н. Проблема формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, с. 267-268.
- Холодов В.Н., Туровский Д.С. Стадии осадочного породообразования и редкометалльный рудогенез. - В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 18-37.
- Хоментовский В.В. Венд. - Новосибирск: Наука, 1976. - 269 с.
- Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Яшкин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. - М.: Наука, 1972. - 354 с.
- Чухров Ф.В. Об эволюции минерального состава осадочных железных руд. - Сов. геология, 1973, № 7, с. 3-13.
- Шамшина Э.А. Кобы выветривания кимберлитовых пород Якутии. - Новосибирск: Наука, 1979. - 150 с.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Докембрийские коры выветривания северо-восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975, с. 161-167.
- Шишкин Б.Б. К стратиграфии пограничных слоев кембрия и докембрия Игарского района. - В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 192-196.
- Шумилова Е.В. Терригенные комплексы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. - Новосибирск: Наука, 1963. - 314 с.
- Щеглов А.Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР. - В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 47-56.
- Щербина В.В. Основы геохимии. - М.: Недра, 1972. - 295 с.
- Щербов Б.Л. Геохимия бора в корях выветривания каолинового типа. - Новосибирск: Наука, 1982. - 112 с.
- Щербов Б.Л., Сухоруков Ф.В. Поведение бора при минеральных преобразованиях в корях выветривания кислых пород. - В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980, с. 95-98.
- Яншин А.Л. Красноцветные формации. БСЭ. Т. 23, 1953.
- Яншин А.Л. Глубоководные отложения геологического прошлого. - В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4-7.
- Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. - Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 90-97.
- Яншин А.Л., Жарков М.А. Об эволюции осадочных формаций. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 86-88.

- Яншин А.Л., Казанский Ю.П., Николаева И.В. Проблемы эволюции осадочного процесса. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 88-91.
- Akulshina E.P., Kazansky J.P. Precambrian and Paleozoic clay minerals of Siberian Platform. - Abstracts of International Clay Conference, Madrid, 1972, p. 88-89.
- Chaffee M.A. Geochemical exploration techniques based on distribution of selected elements in rocks, soils and plants. - Geol. Surv. Bull., 1976, 1278D, p. D1-D 55.
- Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. - Geochim. et Cosmochim. acta., 1957, v. 11, N 4, p. 279-309.
- Eager R.M.C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British Coal measures. - Nature, 1962, N 196, p. 428-431.
- Frederickson A.F. Partition coefficients - new tool for studying geological problems. - Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 1962, v. 46, N 4, p. 518-528.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C. How measuring paleosalinity aids exploration. - The Oil and Gas Journ., 1960a, v. 58, N 2, p. 154-158.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C. Geochemical method for determining paleosalinity in clays and clay minerals. - Proc. 8th Nat. Conf. Clays and clay Minerals. Oxford: Pergamon Press, 1960b, p. 203-213.
- Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Clarendon Press, 1958. - 730 p.
- Handbook of Geochemistry. Executive Editor K.H. Wedepohl. Editor Board: C.W. Correns, D.M. Shaw, K.K. Turekian, L. Lemahn, 1974, p. 11-14.
- Harder H. Einbau von Bor Detritische Tonminerale. Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 21, N 3/4, p. 284-294.
- Harowitz Ar. The geochemistry of sediments from the Northern Reykjanes Ridge and the Iceland - farols ridge. - Marine Geology, 1974, v. 17, N 1-2, p. 103-122.
- Heydeman A. Über die chemische Verwitterung von Tonmineralen. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 10, p. 995-1035.
- Holmes Ch.W. Distribution, Regional Variation and Geochemical Coherence of Selected Elements in the Sediments of the Central Gulf Mexico. - Geol. Survey profess. paper. 928. United States Govern. Printing Office. Washington, 1976. - 24 p.
- Keith M., Derens E.T. Geochemical indicators of marine and fresh-water Sediments. Research in Geochemistry. - In Abelson, 1959, p. 38-61.
- Krauskopf K.B. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in sea-water. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, v. 9, N 1-2, p. 1-32.
- Landergren S. On the chemistry of deep sea sediments. Reports of Swedish Deep Sea Expedition, Geoteborg, 1964, v. 10, N 5, p. 61-152.
- Lerman A. Boron in clays and estimation of paleosalinites. Sedimentology, 1966, v. 6, N 4, p. 267-286.
- Lerman A. Geochemical processes Water and Sediment Environments. Awiley Interscience Publication Jobh Wiley Sons. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, 1979, p. 481.
- Lewinson A.A., Ludwick I.C. Speculation on the incorporation of Boron into argillaceous sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 9, p. 855-861.
- McBride M.B. Copper (II) interactions with kaolinite: factors controlling adsorption. - Clays and Clay minerals, 1978, v. 26, N 2, p. 101-106.

- M c C o r m i c k G.R. Vanadium - titanium bearing mixed-layered clay from potash sulphur Springs Arkansas. - *Clays and Clay minerals*, 1978, v. 26, N 2, p. 93-100.
- M o o r t v a n I.C. Mineralogy of some Australian shales. International Clay conference. Contribution. Madrid, 1972, p. 86-88.
- N a n z R.H. Chemical composition of Precambrian Slates with notes on the geochemical evolution of lutites. - *The Journal of Geology*, 1953, v. 61, N 1, p. 51-64.
- R e y n o l d s R.C. Geochemical behaviour of boron during the metamorphism of carbonate rocks. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965a, v. 29, N 9, p. 1101-1114.
- R e y n o l d s R.C. The concentrations of boron in Precambrian seas. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965b, v. 29, N 1, p. 1-16.
- S h o r t M.N. Geochemical variations in four residual soils. - *J. Geol.*, 1961, v. 69, N 5, p. 534-571.
- S p e a r s D.A. Boron in some British Carboniferous sedimentary rock. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, N 4, p. 315-328.
- S t o c h L. Titanium in kaolinite clays. *Bull. Acad., polon. sci. Ser. sci. geol. et geogr.*, 1961, v. 9, N 3, p. 135-141.
- S t u b i c a n V., R o y R. Boron substitution in synthetic mica and Clays. - *Amer. Min.* 1962, v. 47, N 9-10, p. 1166-1173.
- T u r e k i a n K.K., W e d e p o h l K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, N 2, p. 175-192.
- W a l k e r C.T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. - *Journ. of Sediment. Petrol.*, 1963, v. 33, N 3, p. 694-702.
- W e a v e r C h. E. Potassium, illite and the ocean. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 21, N 11, p. 2181-2196.

Таблица 1

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества и пород нижнего протерозоя Балтийского щита, %

Свита, подсвита	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
Карелия												
Шокшинская	-	48,3	29,6	0,62	0,06	3,20	0,33	7,71	-	5,81	0,26	0,04
Петрозаводская	-	49,2	29,9	0,53	0,06	2,50	0,42	7,84	-	7,07	0,11	0,04
Кольский полуостров, Имандра-Варзугская зона /Мележик, Предовский, 1982/												
Полисарская	-	-	-	-	0,06	-	-	12,0	-	-	-	-
Нижнеполисарская	363	52,1	14,9	1,12	0,16	2,79	1,65	2,47	15,25	2,19	1,43	-
"	368	60,8	18,5	1,24	0,06	1,55	0,86	2,03	4,18	4,48	1,64	-
Умбинская	-	-	-	-	0,18	-	-	12,0	-	-	-	-
Нижнеумбинская	979	58,7	17,6	0,72	0,04	4,53	0,35	2,11	7,78	3,91	2,55	-
"	811	65,8	15,6	0,64	0,02	2,39	0,19	1,16	4,39	3,95	1,62	-
Ильмозерская	-	-	-	-	0,07	-	-	22,0	-	-	-	-
Нижнеильмозерская	867	51,6	18,3	1,96	0,06	3,51	0,35	2,50	10,75	2,96	2,47	-
"	855	62,3	16,0	1,87	2,02	1,58	0,21	3,23	3,23	4,44	1,95	-
"	862	56,1	19,1	2,24	0,03	2,07	0,28	2,32	5,14	5,51	1,65	-
"	728	48,5	16,0	2,47	0,18	6,49	2,00	3,33	11,14	1,41	1,80	-

Примечание. Метапелит: 363 - гидрослюдисто-хлоритовый; 368, 811, 862, 979 - гидрослюдистый; 867 - хлорит-гидрослюдистый; 855 - углеродсодержащий гидрослюдистый; 728 - хлоритовый метапелит.

Таблица 2

Среднее содержание малых элементов в глинистом и бескарбонатном веществе

Свита	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Карелия							
Шокшинская	$\frac{48}{25-80}$	3550	$\frac{167}{120-200}$	$\frac{147}{100-180}$	$\frac{485}{260-630}$	$\frac{21}{17-30}$	$\frac{35}{28-42}$
Петрозавод- ская	$\frac{63}{40-110}$	2730	$\frac{136}{80-180}$	$\frac{226}{100-350}$	$\frac{359}{100-800}$	$\frac{14}{1-30}$	$\frac{48}{20-100}$
Кольский полуостров /Мележик, Предовский, 1982/, в расчете на							
Полисарская	-	-	330	60	-	20	40
Умбинская	-	-	80	120	-	30	80
Ильмозер- ская	-	-	230	180	-	30	80

Примечание. В табл. 2-22 в числителе дано среднее содержание, в

Таблица 3

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отложе

Свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
Анабарский массив (мукунская серия)				
Устьильинская	56,1	21,2	1,36	0,06
Лабазтахская	49,0	28,2	0,32	0,09
Бурдурская	55,0	28,3	0,73	0,05
Ильинская	54,3	31,2	0,52	0,06
Енисейский кряж (тейская серия)				
Пенченгинская	53,0	10,6	0,61	0,61
Сухого хребта	54,8	20,0	0,94	0,09
Южный Урал (бурзянская серия)				
Бакальская	53,1	31,0	1,17	0,04
Саткинская	59,5	23,9	0,78	0,07

отложений нижнего протерозоя Балтийского щита, г/т

Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
<u>95</u> 30-120	-	<u>31</u> 25-46	<u>107</u> 50-200	<u>175</u> 140-200	<u>975</u> 600-1500	<u>39</u> 26-52
<u>91</u> 60-120	-	<u>55</u> 25-90	<u>153</u> 10-500	<u>144</u> 70-290	<u>760</u> 500-1000	<u>67</u> 20-170

бескарбонатное вещество метapelитов

130	-	-	50	-	550	-
16	-	-	290	-	3270	-
120	-	-	90	-	220	

знаменателе - пределы колебания.

ний нижнего рифея, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
2,42	0,31	6,82	7,58	0,13	0,05
1,95	0,39	9,18	5,91	0,16	0,05
0,44	0,48	3,27	6,71	0,17	0,05
0,26	0,54	4,99	4,61	0,09	0,05
8,65	2,24	7,34	3,07	1,17	0,03
1,70	0,60	15,1	2,01	0,41	0,05
1,67	0,77	5,35	5,71	0,36	0,04
2,35	0,73	4,96	6,42	0,58	0,04

Таблица 4

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе отложений нижнего

Свита	V	Ti	V	Cr	Mn	Co
Анабарский массив (мукунская серия)						
Устьильинская	$\frac{191}{40-270}$	3866	$\frac{183}{44-240}$	$\frac{276}{82-480}$	$\frac{61}{30-86}$	$\frac{13}{6-64}$
Лабазтахская	$\frac{62}{10-90}$	1028	$\frac{85}{30-210}$	$\frac{108}{15-260}$	$\frac{321}{10-1600}$	$\frac{4}{3-5}$
Бурдурская	$\frac{175}{110-350}$	1330	$\frac{94}{39-140}$	$\frac{310}{41-410}$	$\frac{25}{10-62}$	$\frac{12}{1-45}$
Ильинская	$\frac{112}{76-160}$	1067	$\frac{25}{15-58}$	$\frac{110}{10-920}$	$\frac{34}{17-60}$	$\frac{15}{1-9}$
Енисейский кряж (тейская серия)						
Пенченгинская	20	4700	105	10	3304	38
Сухого хребта	$\frac{51}{10-220}$	2590	$\frac{91}{40-160}$	$\frac{67}{45-120}$	630	$\frac{30}{3-50}$
Южный Урал (бурзянская серия)						
Бакальская	$\frac{250}{90-280}$	2200	$\frac{107}{90-170}$	55	73	$\frac{3}{10-60}$
Саткинская	$\frac{196}{10-400}$	1472	$\frac{126}{65-320}$	$\frac{59}{20-130}$	$\frac{60}{30-200}$	$\frac{2}{10-40}$
Айская	$\frac{56}{44-70}$	5000	$\frac{146}{10-170}$	$\frac{186}{130-250}$	$\frac{150}{80-210}$	$\frac{10}{1-20}$

Таблица 5

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отло

Свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5
Игарское поднятие				
Лудовская	53,5	21,7	1,15	0,02
Губинская	49,8	20,5	0,52	0,07
Туруханское поднятие (якутский комплекс)				
Буровой	48,0	15,5	1,15	0,07
Деревнинская	46,1	25,5	1,16	0,07
Линок	70,6	13,0	0,81	0,07
Стрельногорская	52,5	21,7	0,82	0,05

риффея, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
<u>26</u> 13-50	<u>29</u> 6-100	<u>10</u> 6-11	<u>35</u> 18-47	<u>198</u> 24-880	<u>247</u> 85-470	<u>1296</u> 34-6500	<u>13</u> 10-27
<u>17</u> 5-62	<u>8</u> 3-22	<u>17</u> 10-56	<u>22</u> 7-35	<u>57</u> 25-160	<u>80</u> 48-110	<u>273</u> 76-1000	<u>12</u> 10-20
<u>10</u> 1-20	<u>20</u> 2-46	<u>12</u> 10-19	<u>17</u> 8-26	<u>162</u> 20-520	<u>142</u> 10-230	<u>625</u> 33-2400	<u>10</u> 10-11
<u>15</u> 1-25	<u>50</u> 4-480	<u>10</u> 6-11	<u>17</u> 10-23	<u>725</u> 58-4700	<u>109</u> 58-4760	<u>247</u> 23-600	<u>10</u> 6-15
<u>87</u> 138	<u>37</u> 84	<u>88</u> 73	<u>12</u> 19	<u>236</u> 89	<u>453</u> 179	<u>1260</u> 900	<u>6</u> 20
<u>25-250</u>	<u>25-220</u>	<u>30-180</u>	<u>8-3</u>	<u>20-350</u>	<u>110-280</u>	<u>550-3000</u>	<u>10-28</u>
<u>20</u> 10-30	<u>28</u> 17-72	<u>40</u> 20-80	<u>14</u> 10-19	<u>151</u> 40-240	<u>143</u>	<u>1273</u> 800-5000	<u>19</u> 10-30
<u>40</u> 10-180	<u>45</u> 14-85	<u>35</u> 20-60	<u>12</u> 8-40	<u>100</u> 10-160	<u>133</u> 50-270	<u>1268</u> 200-5000	<u>19</u> 10-45
<u>33</u> 16-60	<u>57</u> 20-100	-	<u>17</u> 13-24	<u>103</u> 10-160	<u>190</u> 130-300	<u>1066</u> 100-1200	<u>14</u> 1-40

жений среднего риффея, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
1,76	0,02	6,82	5,94	0,15	0,02
1,24	0,30	8,51	6,53	0,28	0,02
3,07	0,37	15,96	5,80	0,14	0,05
1,47	0,52	9,14	6,05	0,23	0,03
1,53	0,14	1,54	3,21	0,37	0,02
2,80	0,47	4,02	5,41	0,54	0,03

1	2	3	4	5
Енисейский кряж, горбилочская зона (тунгусикская серия)				
Киргитейская	51,7	21,7	1,73	0,06
Шунгарская	56,5	19,0	0,59	0,10
Потоскуйская	57,3	20,5	1,23	0,09
Аладьинская	48,5	15,9	2,79	0,04
Карточки	54,2	18,6	0,83	0,04
Погорюйская	53,8	26,8	1,17	0,17
Удерейская	50,0	24,8	0,42	0,11
Горбилочская	52,4	27,0	0,66	0,10
Кординская	49,8	29,0	1,39	0,08
Енисейский кряж, каменная зона (тунгусикская серия)				
Дадыктинская	45,8	25,9	1,50	0,07
Серого ключа	53,2	18,0	0,92	0,12
Шунгарская	55,0	20,3	0,92	0,10
Джурская	47,7	20,1	1,16	0,09
Красногорская	50,0	29,9	1,40	0,12
Аладьинская	58,8	19,4	1,07	0,10
Карточки	54,5	16,0	1,37	0,07
Погорюйская	50,8	24,6	0,80	0,11
Юдомо-Майский прогиб				
Гренская	42,7	27,5	3,90	0,02
Сэтмуяльская	47,3	25,5	2,76	0,05
Вильская	52,1	25,5	2,80	0,05
Фирская	58,5	25,6	1,24	0,06
Дугинская	56,0	22,5	1,89	0,07
Мускельская	50,0	17,7	3,14	0,06
Бикская	58,3	21,3	1,44	0,09
Светлинская	60,0	19,7	2,15	0,14
Талынская	68,7	16,1	0,99	0,17
Учуро-Майская плита				
Лахандинская	47,6	27,7	1,15	0,09
Ципандинская	53,1	17,8	0,94	0,08
Малгинская	63,8	16,0	0,80	0,05
Омнинская	60,4	14,5	0,59	0,07

6	7	8	9	10	11
0,76	0,22	6,01	4,42	0,65	0,02
1,34	0,51	6,53	5,19	0,71	0,05
1,27	0,35	6,62	4,46	1,34	0,04
4,37	0,60	7,13	4,89	0,24	0,05
2,66	0,22	6,37	4,74	1,86	0,04
1,33	0,84	7,50	4,37	1,41	0,05
2,03	0,50	9,90	4,40	1,23	0,05
1,02	1,37	7,44	4,90	0,76	0,04
1,10	0,47	7,10	4,86	1,01	0,03
0,98	0,32	6,94	4,22	0,52	0,05
3,08	0,49	4,50	5,32	0,13	0,04
1,72	0,40	6,40	5,05	0,33	0,05
4,89	0,41	9,69	4,42	0,27	0,03
1,14	0,67	6,60	5,10	0,34	0,04
5,38	0,72	6,52	4,97	0,25	0,04
4,34	0,39	6,76	4,27	0,63	0,03
1,84	0,68	0,04	5,04	0,71	0,03
2,90	0,41	12,0	6,15	0,76	0,04
2,76	0,34	4,61	4,49	0,80	0,01
4,00	0,48	6,06	5,50	0,45	0,04
1,83	0,21	1,13	6,39	0,39	0,02
3,90	0,54	5,60	4,97	1,20	0,02
4,45	0,29	9,51	4,90	1,08	0,04
2,22	0,45	8,42	4,56	1,21	0,02
1,63	0,54	6,75	5,67	0,32	0,02
1,55	0,42	4,75	4,76	0,06	0,02
1,72	0,31	11,07	6,02	0,15	0,04
2,08	0,30	9,06	5,96	0,20	0,02
2,66	0,23	6,97	4,09	0,32	0,04
2,44	0,18	13,32	3,05	0,50	0,03

Таблица 6

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе отложений среднего

Свита	B	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
<u>Игарское поднятие</u>						
Лудовская	$\frac{74}{48-560}$		$\frac{36}{30-40}$	40		$\frac{13}{10-17}$
Губинская	$\frac{67}{20-120}$		$\frac{117}{18-180}$	$\frac{114}{20-550}$		$\frac{15}{5-80}$
<u>Туруханское поднятие (якутский комплекс)</u>						
Буровой	270		62	59		2
Деревнинская	185		110	117		16
Линок	113		64	27		4
Стрельногорская	166		136	125		15
<u>Енисейский кряж</u>						
<u>Приенисейская зона</u>						
Киргитейская	74	6803	125	97	104	19
Шунгарская	47	2415	65	65	207	3
Потоскуйская	59	3966	117	56	207	17
Сосновская	76	5858	131	72	161	12
<u>Каменная зона</u>						
Дадыктинская	125	3080	261	57	257	3
Серого ключа	190	3300	80	80	100	8
Шунгарская	140	2700	30	200	200	10
Джурская	136	3000	170	60	2550	13
Красногорская	135	3500	190	87	220	8
Аладьинская	150	2600	98	50	130	30
Карточки	135	4700	122	122	260	15
Погорюйская	185	3240	158	105	390	16
<u>Горевское месторождение</u>						
Киргитейская	49	1355	45	171	90	7
<u>Устье Ангары</u>						
Киргитейская	33	2300	47	59	1060	5
<u>Бассейн р. Бол. Пит</u>						
Киргитейская	74	6800	125	97	104	19
Погорюйская	34	4304	188	104	186	18
Удере́йская	32	1980	162	122	345	26

рифля, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15

<u>48</u>	<u>185</u>		<u>21</u>	<u>29</u>	<u>130</u>	<u>550</u>	10
18-78	180-190		20-22	27-32	90-170	300-800	
<u>69</u>	<u>142</u>		<u>48</u>	<u>166</u>	<u>176</u>	<u>631</u>	<u>17</u>
11-200	30-400		25-70	20-1200	45-450	100-3200	10-60

15	110		47	105	325	675	15
19	122		39	197	253	559	18
12	58		16	38	381	125	15
119	98		30	156	167	575	18

52	59	148	18	29	699	357	13
34	18	406	18	-	420	-	10
31	39	106	26	127	240	563	8
34	766	70	24	63	243	1218	8

20	27	59	35	325	158	666	26
30	40	50	40	20	60	700	7
70	50	230	50	136	148	580	56
57	40	2580	30	230	210	950	27
29	41	86	43	190	160	160	29
30	30	120	36	70	152	144	14
45	79	90	31	90	337	448	7
31	62	95	66	99	176	444	30

31	34	108	15		743		44
----	----	-----	----	--	-----	--	----

16	35	81	10		315		10
----	----	----	----	--	-----	--	----

52	59	149	18	29	700	358	13
50	46	42	29	93	249	1212	11
60	70	60	25	30	298	71	16

Продолжение табл. 6

1	2	3	4	5	6	7
<u>Горбилокская зона</u>						
Киргитейская ^ж	$\frac{95}{40-190}$	5900	$\frac{148}{38-250}$	$\frac{102}{76-280}$	$\frac{267}{20-1600}$	$\frac{9}{5-90}$
Шунгарская ^ж	$\frac{157}{44-450}$	4900	$\frac{250}{45-600}$	$\frac{90}{30-180}$	$\frac{250}{100-520}$	$\frac{8}{3-18}$
Потоскуйская ^ж	$\frac{134}{12-160}$	6500	$\frac{138}{45-200}$	$\frac{165}{20-900}$	$\frac{292}{10-800}$	$\frac{9}{1-50}$
Аладьинская	$\frac{193}{110-200}$	7000	$\frac{73}{35-150}$	$\frac{60}{15-98}$	$\frac{160}{30-400}$	$\frac{11}{6-14}$
Карточки	$\frac{648}{80-820}$	1700	$\frac{249}{70-300}$	$\frac{425}{60-500}$	$\frac{270}{50-1000}$	$\frac{459}{5-804}$
Погорюйская ^ж	$\frac{100}{12-168}$	2400	$\frac{172}{35-250}$	$\frac{165}{45-178}$	$\frac{234}{45-400}$	$\frac{9}{8-50}$
Удерейская	53	1400	111	98	449	7
Горбилокская	46	1700	74	91	511	13
Кордцкая	85	3100	253	171	686	16
<u>р. Бол. Пит вблизи рудопроявления</u>						
Киргитейская	160	4849	124	246	1121	12
<u>Юдомо-Майский прогиб</u>						
Гренская ^{жж}	$\frac{168}{17-360}$	11 000	$\frac{323}{80-1000}$	$\frac{122}{50-300}$	$\frac{82}{35-200}$	$\frac{9}{1-50}$
Сэтмуяльская ^{жж}						
Вильская ^{жж}						
Фирская	140	10 400	205	165	28	2
Дугинская	$\frac{90}{80-100}$	12 500	$\frac{280}{140-420}$	$\frac{140}{100-180}$	$\frac{25}{10-40}$	$\frac{9}{6-12}$
Мускельская	$\frac{71}{42-160}$	7000	$\frac{179}{30-520}$	$\frac{117}{64-320}$	$\frac{222}{85-1000}$	$\frac{7}{3-11}$
Бикская	$\frac{57}{24-82}$		$\frac{123}{25-270}$	$\frac{111}{25-200}$	$\frac{204}{10-220}$	$\frac{8}{3-16}$
Светлинская	$\frac{112}{20-200}$	3800	$\frac{81}{38-150}$	$\frac{100}{68-130}$	$\frac{98}{10-550}$	$\frac{9}{5-18}$
Тальнская	$\frac{95}{40-250}$	2711	$\frac{91}{22-250}$	$\frac{100}{60-250}$	$\frac{29}{10-55}$	$\frac{8}{2-15}$
<u>Учуро-Майская плита</u>						
Лахандинская ^{жж}	$\frac{198}{80-360}$		$\frac{340}{90-1000}$	$\frac{140}{50-300}$	$\frac{100}{30-200}$	$\frac{10}{3-30}$
Малгинская	$\frac{60}{4-80}$	1800	$\frac{444}{30-740}$	$\frac{261}{10-900}$	$\frac{110}{90-900}$	$\frac{27}{20-40}$
Омнинская	$\frac{13}{9-36}$	9100	$\frac{610}{160-1000}$	$\frac{390}{10-1000}$	$\frac{180}{90-300}$	$\frac{10}{7-10}$

8	9	10	11	12	13	14	15
---	---	----	----	----	----	----	----

$\frac{30}{10-180}$	$\frac{71}{20-160}$	$\frac{34}{40-390}$	$\frac{29}{7-35}$	$\frac{211}{10-3000}$	$\frac{192}{90-3000}$	$\frac{2340}{10-3500}$	$\frac{10}{8-34}$
$\frac{36}{21-120}$	$\frac{69}{10-100}$	$\frac{30}{15-880}$	$\frac{25}{2-35}$	$\frac{291}{16-1000}$	$\frac{236}{25-420}$	$\frac{2425}{40-3000}$	$\frac{17}{5-45}$
$\frac{53}{8-130}$	$\frac{172}{10-700}$	$\frac{96}{18-700}$	$\frac{30}{10-110}$	$\frac{211}{30-800}$	$\frac{432}{100-900}$	$\frac{1200}{60-3000}$	$\frac{13}{1-80}$
$\frac{51}{16-68}$	$\frac{41}{10-60}$	$\frac{68}{37-220}$	$\frac{37}{18-47}$	$\frac{20}{16-140}$	$\frac{310}{90-260}$	$\frac{8500}{100-10000}$	$\frac{9}{8-20}$
$\frac{785}{200-830}$	$\frac{593}{10-940}$	$\frac{307}{27-500}$	$\frac{52}{16-61}$	$\frac{311}{25-560}$	$\frac{495}{100-700}$	$\frac{2380}{140-3300}$	$\frac{591}{6-630}$
$\frac{55}{27-100}$	$\frac{65}{10-300}$	$\frac{47}{30-110}$	$\frac{49}{8-70}$	$\frac{350}{20-380}$	$\frac{370}{110-420}$	$\frac{2610}{550-2800}$	$\frac{14}{10-122}$
47	56	56	32	29	330	476	14
40	52	31	27	16	418	287	9
55	143	81	38	279	478	104	16

118 26 57 15 1676 584 340 10

$\frac{27}{10-54}$	$\frac{58}{30-100}$	$\frac{70}{25-160}$	$\frac{21}{2-80}$	$\frac{105}{40-550}$	$\frac{696}{50-1400}$	$\frac{395}{230-860}$	$\frac{17}{3-60}$
25	60	21	50	74	490	1400	6
$\frac{32}{85-40}$	$\frac{52}{35-70}$	$\frac{50}{30-70}$	$\frac{29}{18-40}$	$\frac{34}{25-43}$	$\frac{505}{500-510}$	$\frac{1030}{760-1200}$	$\frac{5}{3-6}$
$\frac{39}{16-80}$	$\frac{51}{30-300}$	$\frac{86}{60-220}$	$\frac{19}{15-40}$	$\frac{66}{28-46}$	$\frac{490}{220-2000}$	$\frac{1041}{200-1600}$	$\frac{12}{8-25}$
$\frac{34}{14-60}$	$\frac{24}{10-120}$	$\frac{58}{10-270}$	$\frac{21}{12-30}$	$\frac{87}{40-220}$	$\frac{241}{120-520}$	$\frac{1421}{200-2500}$	$\frac{10}{2-25}$
$\frac{34}{20-50}$	$\frac{39}{20-210}$		$\frac{19}{12-25}$	$\frac{79}{30-220}$	$\frac{203}{110-500}$	$\frac{1745}{900-2500}$	$\frac{11}{6-20}$
$\frac{35}{14-70}$	$\frac{31}{10-100}$		$\frac{15}{8-25}$	$\frac{64}{20-190}$	$\frac{148}{70-320}$	$\frac{1655}{300-2800}$	$\frac{16}{3-70}$

$\frac{24}{14-54}$	$\frac{79}{20-100}$	$\frac{90}{25-160}$	$\frac{18}{2-80}$	$\frac{108}{45-550}$	$\frac{720}{140-3000}$	$\frac{404}{230-800}$	$\frac{21}{6-40}$
$\frac{80}{10-100}$	$\frac{97}{50-120}$	$\frac{456}{160-620}$	$\frac{15}{3-50}$	-	$\frac{450}{30-500}$	-	$\frac{17}{1-100}$
$\frac{22}{10-30}$	$\frac{74}{50-90}$	$\frac{328}{13-540}$	$\frac{7}{2-10}$	102	$\frac{300}{30-310}$	$\frac{222}{200-300}$	$\frac{7}{1-16}$

1	2	3	4	5	6	7
<u>Южный Урал</u>						
Авзянская	$\frac{343}{180-600}$	4233	$\frac{150}{70-220}$	$\frac{163}{90-220}$	$\frac{105}{20-200}$	$\frac{5}{1-14}$
Зигазино-Комаровская	187	6375	162	135	95	5
Зигальгинская	95	4250	140	170	120	18

* Пределы колебания содержания в целом для всех зон Енисейского кряжа.

Таблица 7
Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отложений

Свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5
Игарское поднятие				
Излучинская	62,8	15,7	1,51	0,08
Чернореченская	65,0	10,0	0,72	0,08
Туруханское поднятие				
Мироедихинская	53,6	17,5	0,94	0,07
Шорихинская	59,2	15,3	0,68	0,07
Енисейский кряж, р. Удерей				
Дашкинская	58,1	22,3	1,05	0,05
Нижнеангарская	55,0	30,9	1,84	0,04
Бассейн рек Куртун, Голоустная				
Качергатская	49,9	21,0	1,24	0,09
Голоустенская	57,6	16,2	1,16	0,06
Улунтуйская	54,1	20,5	1,64	0,07
Бассейн р. Кочерикова				
Улунтуйская	50,8	22,8	1,25	0,05
Голоустенская	53,2	21,1	1,00	0,04
Бассейн р. Правая Иликта				
Улунтуйская	47,9	23,9	1,82	0,08
Голоустенская	51,6	22,8	1,21	0,07
Ново-Анайское месторождение				
Улунтуйская	49,5	25,8	1,14	0,13
Голоустенская	57,4	25,4	0,98	0,10
Западное Прибайкалье (район за пределами рудных зон)				
Качергатская	49,6	20,6	1,30	0,09
Улунтуйская	51,6	22,0	1,62	0,07
Голоустенская	53,5	20,8	1,10	0,07

8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{34}{30-38}$	$\frac{123}{10-300}$	-	$\frac{31}{25-38}$	$\frac{33}{10-60}$	$\frac{110}{80-150}$	$\frac{446}{420-460}$	$\frac{13}{12-14}$
26 41	88 75	- -	30 20	37 65	137 170	860 460	15 11

*** Пределы колебания для бассейнов рек Май и Белой.

верхнего рифея, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
3,37 2,57	0,78 0,60	6,81 3,30	2,52 1,65	2,20 0,96	0,01 0,02
2,92 2,80	0,27 0,37	5,05 4,57	5,87 4,96	0,11 0,31	0,02 0,04
5,31 0,50	0,40 0,45	7,40 4,55	4,31 3,22	0,40 0,52	0,05 0,05
3,90 4,15 5,16	0,37 0,01 0,01	9,94 5,51 5,71	3,68 3,92 4,23	1,02 0,55 0,66	0,04 0,04 0,05
2,50 2,26	0,06 0,32	5,24 9,00	5,14 4,45	0,45 1,24	0,05 0,04
4,57 4,99	0,02 0,02	11,48 7,62	3,99 5,61	0,99 0,26	0,05 0,05
2,36 1,54	0,53 0,63	9,57 4,99	4,07 3,21	0,66 0,29	0,05 0,03
4,46 4,46 3,57	0,30 0,01 0,16	8,24 7,38 7,85	4,28 4,33 4,75	1,00 0,72 0,76	0,04 0,05 0,04

1	2	3	4	5
Юдомо-Майский прогиб				
Устькирбинская	58,3	22,93	1,41	0,09
Кандыкская	56,3	27,60	1,34	0,06
Южный Урал				
Миньярская	60,5	24,0	0,85	0,04
Катавская	56,0	25,6	0,79	0,03

Таблица 8

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе отложений верхнего

Свита	V	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Игарское поднятие						
Излучинская	35	3400	104	68	335	16
Чернореченская	$\frac{39}{12-45}$	2300	$\frac{63}{60-85}$	$\frac{23}{9-25}$	$\frac{30}{20-35}$	$\frac{2}{1-17}$
Туруханское поднятие						
Мироедихинская	$\frac{281}{200-450}$		$\frac{147}{80-200}$	$\frac{84}{35-180}$	-	$\frac{11}{1-35}$
Шорихинская	$\frac{171}{85-240}$		$\frac{65}{25-100}$	$\frac{31}{14-80}$	-	$\frac{3}{2-5}$
Енисейский кряж, каменная зона						
Нижнеангарская	$\frac{72}{10-300}$	2240	$\frac{151}{170-360}$	$\frac{157}{133-365}$	$\frac{402}{130-690}$	$\frac{3}{13-45}$
Енисейский кряж, р. Удерея						
Дашкинская	$\frac{73}{75-170}$	2733	$\frac{108}{12-240}$	$\frac{56}{33-95}$	$\frac{98}{12-270}$	$\frac{7}{1-50}$
Нижнеангарская	$\frac{333}{300-400}$	3266	$\frac{90}{80-100}$	$\frac{71}{60-75}$	$\frac{37}{30-50}$	$\frac{2}{2-10}$
Бассейн рек Куртун, Голоустная						
Качергатская	86	3900	139	138	503	11
Улунтуйская	100	7600	113	134	151	10
Голоустенская	64	3600	58	82	281	8
Бассейн р. Кочерикова						
Улунтуйская	98	3800	123	91	142	9
Голоустенская	56	2900	141	68	250	11
Бассейн р. Правая Иликта						
Улунтуйская	71	4100	118	141	338	12
Голоустенская	65	2500	81	81	256	15
Ново-Анайское месторождение						
Улунтуйская	$\frac{90}{45-150}$	5800	$\frac{142}{70-200}$	$\frac{206}{180-300}$	$\frac{364}{100-700}$	$\frac{17}{3-25}$
Голоустенская	$\frac{92}{10-180}$	4200	$\frac{110}{30-200}$	$\frac{120}{20-220}$	$\frac{190}{10-550}$	$\frac{11}{5-20}$

6	7	8	9	10	11
1,94	0,87	10,51	3,60	0,35	0,02
1,88	1,01	6,52	4,45	0,31	0,04
2,25	0,60	4,25	6,42	0,17	0,05
2,30	0,62	7,88	5,78	0,37	0,04

рифля, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
41	52	132	13	97	143	180	8
$\frac{9}{8-11}$	$\frac{70}{65-100}$	$\frac{14}{10-18}$	$\frac{5}{2-7}$	$\frac{173}{110-190}$	$\frac{103}{20-123}$	$\frac{103}{100-105}$	$\frac{1}{1-7}$
$\frac{39}{14-55}$	$\frac{145}{45-250}$	-	$\frac{29}{8-55}$	$\frac{294}{40-1000}$	$\frac{160}{50-300}$	$\frac{328}{100-1000}$	$\frac{21}{6-100}$
$\frac{10}{8-15}$	$\frac{206}{40-400}$	-	$\frac{20}{13-33}$	$\frac{94}{50-170}$	$\frac{292}{180-500}$	$\frac{476}{40-1000}$	$\frac{10}{8-12}$
$\frac{18}{23-80}$	$\frac{28}{20-140}$	$\frac{75}{27-155}$	$\frac{36}{16-40}$	$\frac{85}{53-430}$	$\frac{154}{140-235}$	$\frac{1271}{170-1100}$	$\frac{30}{5-35}$
$\frac{27}{14-35}$	$\frac{40}{18-60}$	$\frac{82}{30-120}$	$\frac{22}{7-33}$	$\frac{111}{80-250}$	$\frac{156}{110-250}$	$\frac{1340}{800-1600}$	$\frac{16}{10-46}$
$\frac{12}{10-17}$	$\frac{33}{30-40}$	$\frac{42}{30-70}$	$\frac{22}{20-27}$	$\frac{203}{110-270}$	$\frac{140}{120-150}$	$\frac{1316}{550-2000}$	$\frac{86}{19-200}$
51	64	63	20	98	338	1026	3
37	47	79	17	54	324	803	6
36	43	44	14	44	360	516	4
42	49	82	16	46	335	280	6
39	64	47	29	118	334	1149	7
66	75	84	26	64	241	413	6
51	117	230	24	27	510	433	14
$\frac{62}{5-80}$	$\frac{37}{28-50}$	$\frac{72}{60-90}$	$\frac{26}{19-35}$	$\frac{100}{8-120}$	$\frac{111}{88-140}$	$\frac{568}{10-820}$	$\frac{9}{5-16}$
$\frac{40}{4-85}$	$\frac{60}{20-220}$	$\frac{183}{45-350}$	$\frac{20}{8-35}$	$\frac{117}{55-200}$	$\frac{113}{30-300}$	$\frac{616}{220-1100}$	$\frac{34}{5-52}$

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7
Западное Прибайкалье (за пределами рудных зон)						
Качергатская	$\frac{96}{30-130}$	3500	$\frac{119}{37-120}$	$\frac{126}{86-230}$	$\frac{400}{100-1000}$	$\frac{10}{4-35}$
Улунтуйская	$\frac{45}{15-170}$	4284	$\frac{147}{16-270}$	$\frac{207}{10-500}$	$\frac{277}{10-660}$	$\frac{15}{8-40}$
Голоустенская	$\frac{37}{40-88}$	4500	$\frac{111}{19-370}$	$\frac{181}{30-240}$	$\frac{541}{10-680}$	$\frac{30}{3-50}$
Юдомо-Майский прогиб						
Устькирбинская	$\frac{104}{30-180}$	2200	$\frac{35}{16-52}$	$\frac{53}{27-75}$	$\frac{95}{30-160}$	$\frac{6}{3-10}$
Кандьская	$\frac{194}{90-280}$	5100	$\frac{91}{20-200}$	$\frac{64}{14-120}$	$\frac{93}{40-260}$	$\frac{9}{1-10}$
Южный Урал						
Миньярская	$\frac{355}{350-360}$	1650	$\frac{89}{58-120}$	$\frac{51}{22-80}$	$\frac{45}{30-60}$	$\frac{2}{10-20}$
Катавская	$\frac{296}{85-650}$	1680	$\frac{70}{24-100}$	$\frac{81}{70-110}$	$\frac{40}{20-90}$	$\frac{13}{9-35}$
Зильмердакская	$\frac{75}{60-90}$		$\frac{100}{80-120}$	$\frac{66}{50-70}$	$\frac{1655}{270-3000}$	$\frac{78}{16-120}$

Таблица 9

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества отло

Свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5

Анабарский массив, р. Котуй

Манькайская	64,3	19,5	1,25	0,09
Немакит-далдынская	69,4	14,8	1,19	0,06
Старореченская				
верх	55,0	23,4	1,25	0,06
середина	65,0	15,0	1,35	0,07
низ	72,3	2,3	0,17	0,08

Анабарский массив, реки Котуйкан и Рассоха, гора Одихинча

Эмяксинская	65,3	15,2	1,28	0,06
Манькайская	64,1	15,6	1,12	0,06
Немакит-далдынская	78,0	10,1	0,91	0,05
Старореченская	65,0	16,2	0,96	0,06

8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{52}{30-100}$	$\frac{66}{42-110}$	$\frac{73}{43-80}$	$\frac{19}{16-23}$	$\frac{88}{40-180}$	$\frac{376}{110-1000}$	$\frac{938}{200-1900}$	$\frac{4}{1-6}$
$\frac{54}{10-100}$	$\frac{71}{10-150}$	$\frac{86}{10-480}$	$\frac{28}{10-33}$	$\frac{320}{10-180}$	$\frac{238}{80-580}$	$\frac{532}{66-1400}$	$\frac{22}{2-28}$
$\frac{79}{20-150}$	$\frac{42}{23-290}$	$\frac{120}{20-1000}$	$\frac{31}{8-60}$	$\frac{166}{21-270}$	$\frac{357}{210-710}$	$\frac{680}{480-2100}$	$\frac{47}{2-50}$
$\frac{29}{10-65}$	$\frac{12}{10-65}$	$\frac{79}{50-100}$	$\frac{15}{8-25}$	$\frac{231}{140-450}$	$\frac{118}{60-190}$	$\frac{702}{300-3300}$	$\frac{21}{6-28}$
$\frac{23}{14-50}$	$\frac{37}{10-130}$	-	$\frac{16}{4-34}$	$\frac{102}{10-250}$	$\frac{208}{100-280}$	$\frac{239}{180-320}$	$\frac{6}{1-28}$
$\frac{12}{10-14}$	$\frac{42}{25-60}$	$\frac{55}{20-90}$	$\frac{11}{5-18}$	$\frac{125}{110-140}$	$\frac{135}{50-220}$	$\frac{550}{500-600}$	$\frac{15}{12-18}$
$\frac{24}{20-38}$	$\frac{45}{27-70}$	$\frac{60}{20-110}$	$\frac{21}{10-25}$	$\frac{225}{60-850}$	$\frac{152}{110-220}$	$\frac{814}{600-1100}$	$\frac{11}{10-14}$
$\frac{47}{22-70}$	$\frac{95}{70-100}$	-	$\frac{15}{13-17}$	$\frac{38}{10-60}$	$\frac{185}{180-190}$	$\frac{870}{300-1400}$	$\frac{1}{1-2}$

жений венда Сибирской платформы и ее обрамления, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
3,35	0,86	4,00	5,58	0,16	0,05
3,35	0,80	4,00	4,33	0,21	0,05
3,60	0,77	6,15	5,92	0,17	0,05
5,43	0,51	4,66	4,59	0,14	0,05
17,51	0,58	1,37	0,22	0,06	0,01
1,53	0,60	3,23	7,89	0,19	0,04
1,93	0,90	4,19	6,71	0,24	0,04
1,05	0,49	2,33	3,85	0,42	0,03
2,21	0,53	2,88	6,58	0,12	0,05

Окончание табл. 9

1	2	3	4	5
Игарское поднятие				
Сухарихинская	60,8	13,6	0,81	0,08
Гравийская	57,8	17,9	1,16	0,07
Туруханское поднятие				
Платоновская	54,6	11,0	-	-
Оленекское поднятие				
Кесюсинская	61,1	14,8	2,24	0,15
Туркутская	55,7	17,5	1,73	0,06
Енисейский кряж (Приангарье)				
Островная	45,9	14,4	0,76	0,03
Редколесная	42,0	19,6	0,23	0,05
Мошаковская	44,1	19,0	0,69	0,07
Чистяковская	48,1	26,1	0,74	0,13
Алешинская	44,5	17,5	0,90	-
Алданский массив, среднее течение р. Лены				
Толбинская скв. 1	56,3	18,9	1,00	0,13
скв. 2	57,2	13,0	0,72	0,12
Бассейн р. Юдома				
Юдомская верхняя подсвета	52,6	19,6	0,86	0,06
нижняя подсвета	57,5	24,0	1,08	0,11
Месторождения Сардана, Уруй				
Юдомская верхняя подсвета	56,5	20,7	2,46	0,08
нижняя подсвета	63,0	21,1	1,22	0,08

6	7	8	9	10	11
7,15	0,50	4,85	5,50	0,10	0,05
3,05	0,64	8,14	5,37	0,56	0,02
4,85	-	4,36	4,58	0,16	-
1,91	1,21	11,83	4,23	0,40	0,04
2,63	0,60	8,47	5,11	0,28	0,05
7,38	0,03	7,48	4,82	0,12	0,05
4,97	0,16	8,58	3,78	0,10	0,03
6,62	0,26	11,67	4,65	0,14	0,04
4,53	0,76	11,33	4,36	0,20	-
4,40	0,55	12,75	5,59	0,18	-
4,84	0,54	4,73	6,09	0,11	0,05
12,6	0,46	2,30	1,60	0,09	0,02
2,60	0,54	4,70	7,16	0,03	0,02
2,42	0,63	5,83	6,65	0,08	0,02
2,23	0,52	3,53	6,12	0,14	0,04
3,60	0,51	4,57	6,52	0,09	0,04

Таблица 10

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе отложений венда, г/т

Свита	B	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Анабарский массив, р. Котуй						
Манькайская	$\frac{250}{110-440}$	4100	$\frac{90}{37-140}$	$\frac{105}{18-180}$	$\frac{105}{70-200}$	$\frac{7}{1-8}$
Немакит-дал- дьянская	$\frac{300}{230-370}$	1565	$\frac{57}{40-79}$	$\frac{32}{10-54}$	$\frac{40}{12-71}$	$\frac{14}{11-16}$
Старореченская верх	$\frac{270}{68-900}$	2700	$\frac{58}{25-130}$	$\frac{74}{42-120}$	$\frac{51}{10-70}$	$\frac{11}{9-45}$
середина	$\frac{69}{40-80}$	3000	$\frac{53}{10-110}$	$\frac{75}{10-160}$	$\frac{59}{10-130}$	$\frac{8}{1-66}$
низ	$\frac{28}{110-260}$	160	$\frac{14}{5-43}$	$\frac{9}{10-11}$	$\frac{50}{50-60}$	2
Анабарский массив, реки Котуйкан и Рассоха, гора Одихинча						
Эмяксинская	230	3410	94	93	104	6
Манькайская	220	5220	99	84	104	6
Немакит-дал- дьянская	113	2660	57	73	74	5
Старореченская	470	2026	65	50	38	8
Игарское поднятие						
Сухарихинская	$\frac{105}{12-380}$	21:86	$\frac{107}{10-200}$	$\frac{38}{10-100}$	$\frac{62}{10-140}$	$\frac{4}{1-8}$
Гравийская	$\frac{308}{64-600}$	3125	$\frac{122}{22-240}$	$\frac{62}{5-100}$	$\frac{90}{60-200}$	$\frac{5}{3-11}$
Туруханское поднятие						
Платоновская	$\frac{79}{10-310}$	3200	$\frac{180}{55-500}$	$\frac{44}{13-140}$	$\frac{98}{32-160}$	$\frac{8}{2-30}$
Оленекское поднятие						
Кесюсинская	$\frac{430}{130-1600}$	7100	$\frac{250}{98-700}$	$\frac{47}{30-120}$	$\frac{452}{52-10000}$	$\frac{10}{5-20}$
Туркутская	$\frac{1000}{850-1100}$	7500	$\frac{210}{200-220}$	$\frac{205}{200-250}$	$\frac{425}{450-460}$	$\frac{4}{3-5}$
Енисейский кряж (Приангарье)						
Островная	$\frac{298}{200-400}$	7840	$\frac{138}{20-200}$	$\frac{142}{100-200}$	$\frac{240}{100-350}$	$\frac{16}{12-24}$
Редколесная	$\frac{350}{300-400}$	2100	$\frac{130}{30-200}$	$\frac{156}{130-180}$	$\frac{176}{90-300}$	$\frac{12}{10-19}$
Мошакловская	$\frac{226}{30-650}$	1600	$\frac{362}{100-650}$	$\frac{864}{90-3200}$	$\frac{239}{120-430}$	$\frac{65}{12-250}$
Чистяковская	$\frac{98}{10-170}$	1700	$\frac{169}{75-600}$	$\frac{159}{40-250}$	$\frac{139}{10-600}$	$\frac{30}{3-58}$
Алешинская	160	2800	160	110	200	10
Алданский массив, среднее течение р. Лены						
Толбинская скв. 1*	$\frac{360}{31-440}$	5800	$\frac{180}{10-300}$	$\frac{125}{20-180}$	$\frac{112}{10-300}$	$\frac{10}{3-25}$
скв. 2	119	2600	62	38	52	8

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{33}{10-50}$	$\frac{17}{10-60}$	-	$\frac{16}{10-32}$	$\frac{95}{80-350}$	$\frac{130}{110-450}$	$\frac{500}{100-520}$	$\frac{6}{4-27}$
$\frac{15}{9-23}$	$\frac{20}{12-370}$	$\frac{10}{20-50}$	15	15	36	$\frac{38}{26-50}$	$\frac{3}{2-20}$
$\frac{43}{10-120}$	$\frac{16}{8-25}$	$\frac{24}{10-42}$	$\frac{21}{6-78}$	$\frac{45}{10-170}$	$\frac{65}{25-98}$	$\frac{63}{22-130}$	$\frac{7}{1-33}$
$\frac{33}{10-60}$	$\frac{23}{10-100}$	$\frac{26}{10-120}$	$\frac{7}{1-15}$	$\frac{45}{10-400}$	$\frac{68}{10-96}$	$\frac{317}{10-1000}$	$\frac{6}{1-22}$
$\frac{9}{10-11}$	$\frac{90}{10-230}$	$\frac{16}{10-62}$	1	e	$\frac{29}{10-54}$	21,	$\frac{4}{1-5}$
24	20	-	13	80	139	293	7
24	27	-	21	236	286	264	11
21	28	-	7	266	167	204	10
20	21	309	8	140	73	61	30
$\frac{18}{1-30}$	$\frac{66}{20-100}$	$\frac{91}{10-800}$	$\frac{8}{1-20}$	$\frac{146}{30-300}$	$\frac{44}{30-100}$	$\frac{102}{100-110}$	$\frac{2}{1-3}$
$\frac{20}{3-35}$	$\frac{51}{10-80}$	$\frac{22}{4-70}$	$\frac{11}{1-30}$	$\frac{191}{30-300}$	$\frac{35}{30-70}$	$\frac{114}{10-300}$	$\frac{2}{1-3}$
$\frac{24}{11-64}$	$\frac{73}{20-300}$	$\frac{343}{12-800}$	$\frac{8}{3-50}$	$\frac{251}{100-300}$	$\frac{63}{40-700}$	$\frac{104}{80-350}$	$\frac{10}{1-140}$
$\frac{13}{9-17}$	$\frac{89}{40-150}$	$\frac{59}{33-90}$	$\frac{43}{10-100}$	$\frac{69}{20-200}$	$\frac{455}{140-1400}$	$\frac{94}{30-270}$	$\frac{5}{4-10}$
$\frac{19}{16-20}$	$\frac{115}{80-150}$	$\frac{49}{40-58}$	$\frac{6}{5-8}$	$\frac{370}{340-400}$	$\frac{315}{300-330}$	$\frac{210}{140-280}$	$\frac{5}{4-7}$
$\frac{43}{5-70}$	$\frac{10}{10-15}$	$\frac{105}{30-200}$	$\frac{15}{8-28}$	$\frac{172}{20-400}$	$\frac{170}{20-300}$	$\frac{216}{180-300}$	$\frac{2}{1-3}$
$\frac{99}{60-130}$	$\frac{26}{10-40}$	$\frac{113}{55-200}$	$\frac{13}{9-32}$	$\frac{140}{100-180}$	$\frac{114}{50-180}$	$\frac{404}{130-1100}$	$\frac{8}{1-14}$
$\frac{108}{37-200}$	$\frac{32}{10-180}$	$\frac{65}{40-220}$	$\frac{29}{15-50}$	$\frac{149}{15-700}$	$\frac{52}{10-110}$	$\frac{294}{10-900}$	$\frac{40}{7-130}$
$\frac{33}{22-90}$	$\frac{82}{10-500}$	$\frac{21}{10-40}$	$\frac{29}{17-42}$	$\frac{816}{70-1400}$	$\frac{250}{90-500}$	$\frac{292}{70-800}$	$\frac{14}{10-30}$
40	30	30	25	-	200	-	7
$\frac{46}{10-55}$	$\frac{30}{8-70}$	$\frac{64}{10-300}$	$\frac{22}{5-30}$	$\frac{360}{10-1500}$	$\frac{128}{40-200}$	$\frac{300}{30-780}$	$\frac{34}{2-100}$
28	16	23	11	64	69	122	6

Окончание табл. 10

1	2	3	4	5	6	7	8
Бассейн р. Юдома							
Юдомская верхняя подсвета	$\frac{192}{120-380}$	4933	$\frac{76}{12-150}$	$\frac{199}{55-300}$	$\frac{58}{30-100}$	$\frac{11}{2-25}$	$\frac{64}{10-100}$
нижняя подсвета	243	3900	86	149	39	5	38
Месторождения Сардана, Уруй							
Юдомская верхняя подсвета	$\frac{246}{22-420}$	7541	$\frac{162}{65-380}$	$\frac{234}{100-350}$	$\frac{49}{10-80}$	$\frac{9}{6-10}$	$\frac{44}{28-75}$
нижняя подсвета	366	5416	140	194	48	5	44

* Пределы колебания содержания в целом для первой и второй скважин.

Таблица 11

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества кемб

Свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5
Игарский район				
Лабазная	61,7	18,5	1,00	0,05
Устьбрусская	62,8	15,6	0,69	0,06
Шумнинская	68,8	12,5	0,82	0,06
Краснопорожская	64,5	14,8	0,91	0,06
Туруханский район				
Устьмундуйская	46,3	16,2	-	-
Устьпелядкинская	45,9	14,0	4,13	-
Летнинская	46,3	12,1	2,33	-
Костинская	46,6	13,9	0,63	-
Оленекское поднятие (северо-восток)				
Еркекетская	59,2	12,7	0,94	0,12

9	10	11	12	13	14	15
$\frac{71}{24-220}$	$\frac{875}{30-10000}$	$\frac{21}{8-27}$	$\frac{198}{60-800}$	$\frac{280}{80-700}$	$\frac{206}{100-700}$	$\frac{10}{7-35}$
42	38	24	126	271	278	12
$\frac{108}{24-300}$	$\frac{974}{55-10000}$	$\frac{29}{11-50}$	$\frac{138}{40-380}$	$\frac{448}{160-1000}$	$\frac{234}{70-370}$	$\frac{106}{9-1000}$
47	41	35	132	299	179	5

рийских отложений Сибирской платформы и ее обрамления, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
4,94	0,76	6,58	3,64	1,91	0,03
4,29	1,69	6,25	1,04	4,58	0,02
1,14	2,41	4,15	2,77	1,98	0,03
2,19	2,01	5,93	2,65	4,89	0,04
2,50	-	5,74	6,91	0,18	0,02
3,17	-	-	6,53	0,13	0,02
2,62	-	5,46	5,06	0,26	0,02
3,47	-	2,46	5,49	0,15	0,03
2,59	2,00	13,10	4,72	0,20	0,04

Окончание табл. 11

1	2	3	4	5
Иркутский амфитеатр				
Верхоленская	53,5	14,3	0,45	-
Литвинцевская	51,7	17,8	1,24	-
Ангарская	55,4	16,2	0,72	-
Булайская	53,4	17,3	0,71	-
Бельская	57,2	12,6	0,72	-
Усольская	41,9	9,0	0,91	-
Нижнее Приангарье				
Верхнеэвенкийская	51,2	19,4	0,72	0,07
Среднеэвенкийская	51,5	19,5	0,67	0,06
Нижнеэвенкийская	57,4	17,3	0,98	0,14
Зеледеевская	47,4	20,7	1,11	0,15
Климинская	55,4	18,0	0,83	0,12
Водораздел Тайга - Иркинеева				
Верхнеэвенкийская	51,7	20,5	0,81	-
Среднеэвенкийская	51,2	19,3	0,65	-
Алданский шит (среднее течение р. Лены)				
Куторгиновья	59,6	20,0	0,75	0,01
Переходная	57,2	19,4	1,02	0,02
Пестроцветная	54,7	17,1	1,32	0,06
Юдомо-Майский прогиб (месторождение Сардана)				
Иниканская	69,8	15,4	0,94	0,09
Пестроцветная	66,0	19,4	1,46	0,09

6	7	8	9	10	11
3,81	0,26	2,16	4,60	0,18	-
8,25	0,76	6,45	6,00	0,20	-
4,98	1,25	5,92	4,56	0,22	-
5,52	1,18	6,57	4,57	0,18	-
2,80	1,11	5,91	5,22	0,27	-
4,20	8,51	1,64	2,74	0,20	-
6,50	0,33	9,01	5,35	0,16	0,03
5,50	0,24	8,49	5,05	0,20	0,03
7,54	0,87	7,18	4,06	0,34	0,05
7,83	0,98	11,44	4,01	0,16	0,05
6,85	0,91	8,66	3,69	0,08	0,05
6,97	0,40	9,84	5,14	0,16	-
6,06	0,23	8,76	5,43	0,17	-
1,91	1,13	2,25	2,39	0,04	0,02
3,40	0,72	5,60	6,96	0,11	0,05
3,81	0,53	8,82	5,97	0,10	0,05
1,59	0,50	2,90	4,04	0,28	0,02
2,30	0,48	5,18	5,63	0,16	0,04

Таблица 12

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе кембрийских отложе

Ярус, свита	B	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Игарский район						
Лабазная	$\frac{47}{17-100}$	2500	$\frac{170}{70-250}$	$\frac{113}{50-200}$	$\frac{30}{10-90}$	$\frac{6}{2-20}$
Устьбрусская	$\frac{65}{18-40}$	1800	$\frac{178}{60-120}$	$\frac{111}{70-170}$	$\frac{19}{10-100}$	$\frac{5}{4-12}$
Шумнинская	$\frac{199}{10-580}$	2400	$\frac{94}{33-170}$	$\frac{46}{30-100}$	$\frac{43}{10-160}$	$\frac{10}{1-20}$
Краснопорожская	$\frac{171}{46-660}$	3100	$\frac{87}{50-200}$	$\frac{84}{33-150}$	$\frac{20}{10-80}$	$\frac{2}{1-5}$
Бассейн р. Курейки						
Устьпелядкинская	166	12 754	230	185	47	18
Летнинская	934	11 652	394	284	87	9
Костинская	685	10 193	224	366	92	15
Бассейн р. Летней						
Устьпелядкинская	394	3725	350	97	49	6
Летнинская	268	5489	238	31	42	2
Амгинский, костинская	957	3100	432	19	31	5
Ленский, костинская	383	1400	50	43	141	2
Бассейн р. Нижней Тунгуски						
Летнинская	194	11 771	323	352	106	11
Амгинский, костинская	542	10 030	202	47	108	25
Ленский, костинская	263	6100	101	29	80	11
Бассейн р. Сухой Тунгуски						
Костинская	96	4300	236	50	187	18

ний Сибирской платформы и ее обрамления, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{53}{10-80}$	$\frac{70}{40-100}$	$\frac{166}{23-500}$	$\frac{8}{1-10}$	$\frac{225}{100-300}$	$\frac{30}{30-31}$	$\frac{101}{100-110}$	$\frac{2}{1-7}$
$\frac{30}{20-60}$	$\frac{142}{10-150}$	$\frac{117}{25-240}$	$\frac{5}{2-7}$	$\frac{266}{100-280}$	$\frac{32}{29-36}$	$\frac{134}{100-500}$	$\frac{1}{1-5}$
$\frac{21}{4-40}$	$\frac{92}{10-200}$	$\frac{83}{10-500}$	$\frac{15}{3-30}$	$\frac{183}{100-300}$	$\frac{33}{10-100}$	$\frac{101}{100-110}$	$\frac{7}{1-10}$
$\frac{10}{1-30}$	$\frac{77}{10-100}$	$\frac{47}{1-210}$	$\frac{5}{3-10}$	$\frac{141}{100-300}$	$\frac{31}{10-70}$	$\frac{116}{100-300}$	$\frac{1,4}{1-5}$
46	87	143	27	209	77	209	7
29	130	164	40	424	154	144	9
34	366	141	27	759	149	137	26
39	107	89	14	193	119	196	4
11	83	86	5	148	74	121	2
31	140	228	12	171	74	111	10
7	156	530	18	283	91	163	13
39	110	125	15	540	106	700	13
34	162	801	15	1300	151	1876	32
27	148	362	23	972	110	1516	52
39	175	383	11	238	90	4354	23

Продолжение табл. 12

1	2	3	4	5	6	7	8
Туруханский район (в целом)							
Устьмун- дуйская	$\frac{497}{190-500}$	9102	$\frac{159}{100-250}$	$\frac{119}{10-500}$	$\frac{69}{10-100}$	$\frac{9}{1-62}$	$\frac{176}{1-270}$
Устьпеляд- кинская	$\frac{175}{50-570}$	4942	$\frac{250}{30-1000}$	$\frac{177}{26-720}$	$\frac{45}{10-130}$	$\frac{17}{1-32}$	$\frac{46}{5-150}$
Летнин- ская	$\frac{389}{48-1000}$	4849	$\frac{337}{40-1000}$	$\frac{203}{8-1000}$	$\frac{70}{10-74}$	$\frac{15}{1-40}$	$\frac{42}{5-110}$
Костин- ская	$\frac{568}{70-1000}$	9319	$\frac{192}{37-560}$	$\frac{291}{24-800}$	$\frac{92}{16-1000}$	$\frac{15}{1-30}$	$\frac{33}{6-80}$
Оленекское поднятие (северо-восток)							
Еркекет- ская	$\frac{360}{140-580}$	5500	$\frac{59}{12-120}$	$\frac{60}{12-120}$	227	26	$\frac{14}{10-20}$
Иркутский амфитеатр							
Верхолен- ская	80	9300	230	160	320	-	60
Ангарская	$\frac{498}{130-2100}$	2030	$\frac{148}{19-340}$	$\frac{154}{80-220}$	110	21	$\frac{166}{45-500}$
Булайская	$\frac{400}{20-3000}$	4280	$\frac{93}{15-400}$	$\frac{118}{80-220}$	160	56	$\frac{100}{50-200}$
Бельская	$\frac{124}{14-380}$	1860	$\frac{31}{17-540}$	$\frac{250}{100-480}$	$\frac{150}{120-190}$	$\frac{62}{4-100}$	$\frac{200}{60-300}$
Усольская	266	2900	109	110	344	2	25
Нижнее Приангарье (бассейн Ангары и Иркинеевой)							
Верхнеэвен- кийская	107	1500	116	76	66	10	42
Среднеэвен- кийская	$\frac{131}{84-200}$	4600	$\frac{139}{110-160}$	$\frac{541}{80-580}$	$\frac{571}{100-200}$	$\frac{12}{6-23}$	$\frac{56}{30-85}$
Нижнеэвен- кийская	$\frac{81}{25-170}$	5600	$\frac{145}{100-200}$	$\frac{107}{30-220}$	$\frac{240}{50-600}$	$\frac{17}{10-30}$	$\frac{68}{22-160}$
Зеледеев- ская	$\frac{372}{65-505}$	4400	$\frac{95}{90-100}$	$\frac{71}{55-82}$	$\frac{122}{70-200}$	$\frac{21}{16-40}$	$\frac{41}{36-50}$
Агалев- ская	$\frac{54}{45-60}$	6200	$\frac{100}{80-140}$	$\frac{46}{25-60}$	$\frac{292}{70-150}$	$\frac{31}{18-60}$	$\frac{52}{27-100}$
Климин- ская	$\frac{175}{98-340}$	8300	$\frac{142}{110-180}$	$\frac{162}{100-250}$	$\frac{425}{200-800}$	$\frac{44}{25-70}$	$\frac{58}{45-75}$
Водораздел Тайга - Иркинеева							
Верхнеэвен- кийская	$\frac{20}{13-54}$	4000	$\frac{2700}{2400-3200}$	$\frac{1000}{800-1000}$	$\frac{383}{340-440}$	$\frac{33}{25-50}$	$\frac{142}{100-190}$
Среднеэвен- кийская	23	5000	1320	1052	460	40	160

9	10	11	12	13	14	15
$\frac{94}{50-200}$	$\frac{404}{10-480}$	$\frac{46}{5-56}$	$\frac{189}{100-300}$	$\frac{129}{30-220}$	$\frac{542}{80-600}$	$\frac{53}{1-74}$
$\frac{94}{50-300}$	$\frac{132}{20-1000}$	$\frac{26}{10-80}$	$\frac{286}{100-1000}$	$\frac{81}{20-200}$	$\frac{196}{100-1000}$	$\frac{6}{1-20}$
$\frac{106}{30-300}$	$\frac{154}{23-1000}$	$\frac{39}{1-100}$	$\frac{343}{50-2000}$	$\frac{106}{7-150}$	$\frac{299}{30-1000}$	$\frac{17}{1-80}$
$\frac{317}{80-3000}$	$\frac{231}{10-1000}$	$\frac{26}{10-80}$	$\frac{904}{100-2000}$	$\frac{134}{33-860}$	$\frac{524}{80-3000}$	$\frac{35}{1-300}$
$\frac{120}{100-150}$	$\frac{53}{5-60}$	$\frac{17}{10-30}$	$\frac{52}{30-90}$	$\frac{197}{160-220}$	$\frac{132}{64-200}$	$\frac{7}{6-10}$
-	-	23	200	-	590	1
$\frac{31}{20-63}$	$\frac{27}{15-78}$	$\frac{17}{10-20}$	$\frac{180}{90-600}$	32	$\frac{416}{310-630}$	$\frac{4}{1-19}$
$\frac{54}{20-76}$	$\frac{29}{17-60}$	$\frac{20}{10-30}$	$\frac{125}{90-150}$	$\frac{49}{25-90}$	-	$\frac{27}{5-100}$
$\frac{48}{10-61}$	$\frac{20}{15-25}$	$\frac{13}{10-20}$	$\frac{1498}{100-1700}$	$\frac{73}{60-90}$	-	$\frac{26}{2-37}$
-	-	17	1732	-	430	12
$\frac{82}{30-800}$	$\frac{30}{30-42}$	$\frac{18}{10-55}$	-	$\frac{184}{80-240}$	-	$\frac{6}{1-12}$
$\frac{439}{30-800}$	$\frac{34}{30-42}$	$\frac{26}{10-55}$	-	$\frac{187}{80-240}$	-	$\frac{7}{1-12}$
$\frac{35}{20-50}$	$\frac{34}{30-50}$	$\frac{27}{10-55}$	-	$\frac{215}{170-250}$	-	$\frac{4}{1-10}$
$\frac{127}{30-300}$	$\frac{55}{35-100}$	$\frac{50}{20-100}$	-	$\frac{165}{110-250}$	-	$\frac{17}{12-32}$
$\frac{270}{150-500}$	$\frac{81}{35-180}$	$\frac{88}{22-250}$	-	$\frac{250}{120-300}$	-	$\frac{54}{12-212}$
$\frac{132}{70-300}$	$\frac{62}{30-80}$	$\frac{113}{90-200}$	-	$\frac{252}{220-350}$	-	$\frac{14}{7-30}$
$\frac{200}{50-500}$	$\frac{380}{240-450}$	$\frac{20}{10-30}$	-	$\frac{100}{90-110}$	-	$\frac{8}{1-20}$
132	390	23	-	148	-	12

1	2	3	4	5	6	7	8
Алданский шит (среднее течение Лены)							
Куторгиновья	$\frac{523}{350-1000}$	2000	$\frac{230}{35-660}$	$\frac{53}{19-120}$	$\frac{458}{100-700}$	$\frac{5}{1-7}$	$\frac{17}{10-36}$
Синская	195	1200	13	15	150	3	14
Переходная	$\frac{372}{180-620}$	2600	$\frac{109}{26-290}$	$\frac{66}{10-150}$	$\frac{602}{100-1300}$	$\frac{5}{4-6}$	$\frac{18}{10-30}$
Пестроцветная	$\frac{266}{140-440}$	4400	$\frac{118}{37-250}$	$\frac{86}{40-150}$	$\frac{410}{90-1200}$	$\frac{8}{4-18}$	$\frac{27}{11-70}$
Юдомо-Майский прогиб (месторождение Сардана)							
Ивнянская	$\frac{132}{100-180}$	3350	$\frac{492}{190-1000}$	$\frac{209}{95-280}$	$\frac{33}{10-68}$	$\frac{5}{3-6}$	$\frac{126}{75-180}$
Пестроцветная	$\frac{198}{90-350}$	4890	$\frac{208}{90-1000}$	$\frac{222}{33-450}$	$\frac{46}{10-160}$	$\frac{7}{4-15}$	$\frac{59}{23-180}$
р. Юдома							
Пестроцветная	250	7723	163	230	52	13	96

Таблица 13

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества ордовикских

Ярус, свита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
Бассейн р. Амбардах				
Устькуранахская	53,0	16,8	0,52	0,06
Бассейн р. Мойеро				
Долборский	52,0	19,0	0,83	0,09
Мангазейский	51,6	20,3	0,96	0,10
Кривошукский	50,0	17,7	0,71	0,03
Чуньский	52,6	19,8	0,55	0,08
Устькутский	51,0	19,1	0,56	0,08
Бассейн р. Куломбе				
Долборский	52,7	22,6	0,80	0,08
Мангазейский	49,0	23,4	0,98	0,09
Кривошукский	53,2	18,2	0,83	0,12
Чуньский	47,0	17,9	0,71	0,08
Устькутский	45,7	16,1	0,63	0,06
Туруханский район				
Устьмундуйская	44,8	13,0	3,37	0,04
Неручандская	47,3	15,8	2,64	0,12
Бассейн р. Подкаменной Тунгуски				
Кетский	57,5	20,0	0,90	0,07
Долборский	53,4	23,0	0,78	0,09
Мангазейский	52,3	21,8	1,0	-

9	10	11	12	13	14	15
$\frac{25}{6-63}$	$\frac{38}{20-62}$	$\frac{7}{1-8}$	$\frac{245}{170-370}$	$\frac{72}{46-120}$	$\frac{36}{10-68}$	$\frac{27}{20-34}$
14	28	1	210	41	59	1
$\frac{18}{5-64}$	$\frac{30}{10-62}$	$\frac{12}{7-17}$	$\frac{1051}{600-2100}$	$\frac{188}{76-300}$	$\frac{29}{22-43}$	$\frac{2}{1-5}$
$\frac{13}{10-76}$	$\frac{28}{10-62}$	$\frac{14}{9-25}$	$\frac{710}{30-2400}$	$\frac{179}{10-440}$	$\frac{171}{22-440}$	$\frac{7}{1-22}$
$\frac{44}{22-70}$	$\frac{100}{50-130}$	$\frac{16}{8-20}$	$\frac{58}{40-140}$	$\frac{136}{85-200}$	$\frac{357}{180-600}$	$\frac{7}{5-14}$
$\frac{43}{20-140}$	$\frac{147}{30-1000}$	$\frac{26}{16-35}$	$\frac{97}{62-200}$	$\frac{187}{140-280}$	$\frac{219}{140-440}$	$\frac{6}{1-20}$
122	60	32	215	220	287	17

отложений Сибирской платформы, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6,18	0,32	7,24	6,28	0,50	
1,98	0,20	2,18	5,6	0,37	
2,36	0,16	2,48	5,5	0,50	
2,98	0,34	2,93	4,2	0,43	
5,18	0,35	5,38	6,0	0,40	
6,31	0,46	6,18	5,3	0,64	
2,51	0,23	2,38	4,81	0,48	
2,68	0,17	2,76	5,30	0,39	
3,19	0,21	3,12	5,33	0,12	
4,28	0,30	6,18	5,76	0,32	
5,91	0,41	4,28	4,60	0,34	
3,12	0,07	2,80	7,29	0,16	0,01
1,98	0,09	1,80	5,87	0,51	0,02
5,91	0,27	8,04	4,98	0,22	0,03
7,50	0,49	8,89	5,0	0,15	0,03
5,4	0,25	7,50	5,41	0,12	-

Таблица 14

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе ордовикских отложений

Ярус, свита	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Бассейн р. Амбардах							
Устькура- нахская	$\frac{120}{85-340}$	2500	$\frac{200}{50-250}$	$\frac{47}{10-50}$	$\frac{95}{50-100}$	$\frac{19}{10-30}$	$\frac{21}{10-50}$
Бассейн р. Мойеро							
Долбор- ский	$\frac{228}{85-350}$	3060	$\frac{87}{30-150}$	$\frac{3}{1-5}$	$\frac{87}{30-180}$	$\frac{2}{1-3}$	$\frac{12}{10-18}$
Мангазей- ский	$\frac{297}{120-500}$	3300	$\frac{388}{50-1200}$	$\frac{57}{3-200}$	$\frac{123}{40-200}$	$\frac{11}{1-30}$	$\frac{64}{10-200}$
Криволуц- кий	-	5500	$\frac{425}{50-800}$	$\frac{53}{6-100}$	$\frac{125}{100-150}$	$\frac{12}{5-20}$	$\frac{60}{20-100}$
Чуньский	$\frac{651}{54-4800}$	3400	$\frac{240}{40-500}$	$\frac{66}{5-200}$	$\frac{111}{20-220}$	$\frac{9}{3-30}$	$\frac{42}{8-200}$
Устькут- ский	$\frac{89}{16-230}$	2500	$\frac{202}{40-800}$	$\frac{35}{5-200}$	$\frac{216}{30-1000}$	$\frac{10}{2-35}$	$\frac{80}{4-150}$
Бассейн р. Куломбе							
Долбор- ский	94	2000	70	12	100	1	10
Мангазей- ский	$\frac{133}{70-200}$	1400	$\frac{60}{50-70}$	$\frac{6}{2-14}$	$\frac{47}{30-60}$	$\frac{2}{2-4}$	$\frac{11}{4-20}$
Криволуц- кий	$\frac{100}{80-110}$	2000	$\frac{183}{150-200}$	$\frac{4}{1-5}$	$\frac{76}{30-100}$	$\frac{2}{1-3}$	$\frac{30}{10-50}$
Чуньский	114	2400	121	14	141	10	29
Устькут- ский	$\frac{61}{40-140}$	9428	$\frac{202}{100-320}$	$\frac{24}{2-100}$	$\frac{85}{30-220}$	$\frac{32}{1-120}$	$\frac{51}{5-120}$
Бассейн р. Курейки							
Устьмун- дуйская*	$\frac{325}{100-600}$	9950	$\frac{190}{48-750}$	$\frac{131}{20-5000}$	$\frac{81}{15-160}$	$\frac{7}{1-20}$	$\frac{33}{3-100}$
Бассейн р. Летней							
Неручанд- ская**	$\frac{326}{100-450}$	2333	$\frac{150}{11-380}$	$\frac{85}{10-1000}$	$\frac{120}{28-160}$	$\frac{6}{2-30}$	$\frac{43}{8-300}$
Устьмун- дуйская	378	3300	217	213	45	15	12
Бассейн р. Нижней Неручанды							
Неручанд- ская	350	4000	212	210	58	15	59
Бассейн р. Сухой Тунгуски							
Неручанд- ская	323	3690	146	4	130	3	13
Бассейн р. Подкаменной Тунгуски							
Кетский	$\frac{84}{39-140}$	2400	$\frac{203}{30-430}$	$\frac{37}{40-80}$	$\frac{251}{70-900}$	$\frac{5}{1-10}$	$\frac{20}{8-32}$
Долбор- ский	$\frac{203}{64-450}$	2617	$\frac{169}{80-390}$	$\frac{49}{12-140}$	$\frac{150}{50-270}$	$\frac{5}{3-27}$	$\frac{18}{10-30}$
Мангазей- ский	$\frac{275}{10-370}$	2100	$\frac{100}{80-120}$	$\frac{21}{12-30}$	$\frac{105}{50-160}$	$\frac{12}{5-19}$	$\frac{18}{5-30}$

* Пределы колебания содержания в целом для бассейнов Курейки и Летней.

Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
$\frac{121}{30-200}$	$\frac{55}{10-220}$	$\frac{15}{10-20}$	-	$\frac{13}{10-20}$	-	$\frac{23}{10-40}$
$\frac{90}{70-100}$	$\frac{103}{30-180}$	$\frac{20}{20-22}$	-	$\frac{78}{30-100}$	-	$\frac{4}{3-5}$
$\frac{133}{100-200}$	$\frac{87}{10-180}$	$\frac{23}{1-30}$	-	$\frac{47}{20-120}$	-	$\frac{28}{1-100}$
$\frac{75}{50-100}$	$\frac{88}{25-150}$	$\frac{18}{6-30}$	-	$\frac{30}{10-30}$	-	$\frac{11}{2-20}$
$\frac{84}{60-180}$	$\frac{101}{20-200}$	$\frac{13}{3-25}$	-	$\frac{64}{20-100}$	-	$\frac{8}{1-25}$
$\frac{130}{40-300}$	$\frac{146}{20-400}$	$\frac{28}{5-50}$	-	$\frac{74}{20-100}$	-	$\frac{13}{1-30}$
120	50	120	-	-	-	3
$\frac{90}{50-120}$	$\frac{63}{40-100}$	$\frac{121}{5-180}$	-	-	-	$\frac{2}{1-3}$
$\frac{110}{80-150}$	$\frac{283}{150-5000}$	$\frac{22}{6-50}$	-	$\frac{80}{70-86}$	-	$\frac{55}{3-160}$
124	139	12	-	134	-	8
$\frac{148}{30-400}$	$\frac{147}{80-300}$	$\frac{18}{3-40}$	-	$\frac{91}{80-120}$	-	$\frac{31}{1-200}$
$\frac{92}{30-500}$	$\frac{424}{10-500}$	$\frac{39}{2-80}$	240	$\frac{81}{30-200}$	$\frac{374}{60-3000}$	$\frac{5}{1-100}$
$\frac{94}{30-200}$	$\frac{76}{15-1000}$	$\frac{21}{2-20}$	$\frac{167}{100-1000}$	$\frac{120}{30-800}$	$\frac{103}{100-300}$	$\frac{7}{1-8}$
60	56	14	102	98	151	7
87	174	11	389	151	133	2
92	78	22	-	85	-	3
$\frac{92}{20-190}$	$\frac{57}{45-80}$	$\frac{7}{2-30}$	$\frac{157}{70-340}$	$\frac{56}{26-120}$	$\frac{140}{70-300}$	$\frac{6}{4-13}$
$\frac{78}{30-250}$	$\frac{47}{36-85}$	$\frac{12}{2-50}$	$\frac{217}{100-600}$	$\frac{49}{26-160}$	$\frac{251}{100-480}$	$\frac{8}{2-24}$
$\frac{175}{100-250}$	$\frac{60}{45-69}$	$\frac{10}{10-12}$	$\frac{116}{200-330}$	$\frac{110}{105-120}$	$\frac{283}{200-380}$	$\frac{5}{4-6}$

*** Пределы колебания содержания в целом по Туруханскому району.

Таблица 15

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества силурий

Ярус	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
Бассейн р. Кунтыкахи				
Лудловский	54,6	16,3	0,53	0,30
Венлокский	60,0	19,0	0,71	0,26
Лландоверийский	68,3	18,1	0,93	0,27
Бассейн р. Мойеро				
Лудловский	53,2	18,0	0,62	0,05
Венлокский	50,1	16,3	0,76	0,04
Лландоверийский	57,4	12,5	0,94	0,04
Бассейн р. Куломбе				
Лудловский	50,7	19,4	0,73	-
Венлокский	45,0	17,5	0,82	-
Лландоверийский	45,0	16,1	0,96	-
Бассейн р. Курейки				
Лудловский	47,1	21,8	0,72	0,04
Венлокский	45,0	21,4	0,94	0,04
Лландоверийский	46,1	21,2	1,03	0,08
Бассейн р. Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь)				
Лудловский	51,2	16,8	0,76	0,38
Венлокский	49,8	17,6	0,92	0,26
Лландоверийский	45,8	14,0	1,64	0,16
Бассейн р. Бол. Нирунды				
Лландоверийский	58,2	20,0	1,16	0,06
Прибалтийская синеклиза				
Лудловский	54,1	20,8	0,93	0,10
Венлокский	54,6	22,9	0,98	0,09
Лландоверийский	52,7	17,9	0,82	0,11
Латвийский прогиб				
Венлокский	56,3	20,6	0,98	0,10
Лландоверийский	52,7	20,9	0,93	0,08
Горный Алтай				
Лландоверийский, чинегин- ская свита	62,8	17,2	0,93	0,10
Тува				
Лландоверийский, чергак- ская свита	59,5	19,9	0,93	0,11

ских отложений Сибирской, Русской платформ и Алтае-Саянской геосинклинали, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
5,38	0,48	12,0	4,31	0,70	0,05
2,76	0,13	3,0	5,37	0,58	0,02
4,08	0,31	2,18	5,02	0,36	0,03
5,68	0,40	7,63	4,32	0,37	0,05
2,03	0,42	4,18	5,83	0,47	0,03
3,12	0,37	6,48	3,82	0,61	0,03
6,34	-	8,17	4,03	0,71	-
4,85	-	5,28	3,79	0,24	-
3,97	-	4,32	5,00	0,69	-
4,16	0,29	8,76	5,26	0,44	
3,68	0,30	5,18	6,00	0,38	
5,02	0,47	10,1	5,00	0,46	
6,18	0,12	7,03	5,00	0,93	0,04
2,16	0,08	4,63	5,18	0,64	0,02
3,96	0,10	5,18	4,63	0,81	0,03
4,53	0,33	6,08	4,84	0,24	0,02
3,94	0,67	6,44	4,95	0,57	0,03
3,44	0,66	5,46	5,41	0,70	0,03
3,67	0,90	4,78	4,56	0,52	0,03
4,08	0,74	4,71	3,71	0,10	0,02
3,03	0,72	3,84	5,84	0,13	0,03
3,55	0,77	6,88	4,13	0,83	0,01
4,33	0,75	7,61	2,67	1,64	0,02

Таблица 16

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе силурийских отложений Си-

Ярус	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
1	2	3	4	5	6	7	8
Бассейн р. Кунтыкахы							
Лудловский	$\frac{300}{250-300}$	1875	$\frac{157}{100-200}$	$\frac{4}{2-5}$	$\frac{45}{30-60}$	$\frac{12}{6-20}$	$\frac{15}{12-20}$
Венлокский	$\frac{370}{65-1200}$	1525	$\frac{230}{100-500}$	$\frac{59}{10-200}$	$\frac{100}{50-200}$	$\frac{30}{8-100}$	$\frac{34}{10-73}$
Лландоверийский	$\frac{221}{50-540}$	3400	$\frac{400}{100-800}$	$\frac{162}{25-300}$	$\frac{161}{100-300}$	$\frac{36}{10-150}$	$\frac{81}{30-120}$
Бассейн р. Мойеро							
Лудловский	$\frac{71}{4-270}$	2750	$\frac{170}{10-800}$	$\frac{36}{1-150}$	$\frac{65}{10-200}$	$\frac{29}{2-100}$	$\frac{32}{1-200}$
Венлокский	$\frac{750}{22-1500}$	3700	$\frac{239}{50-300}$	$\frac{33}{3-200}$	$\frac{116}{20-300}$	$\frac{8}{2-25}$	$\frac{51}{8-220}$
Лландоверийский	$\frac{140}{100-160}$	1700	$\frac{86}{50-150}$	$\frac{11}{8-20}$	$\frac{142}{30-280}$	$\frac{7}{1-20}$	$\frac{58}{3-200}$
Бассейн р. Куломбе							
Венлокский	$\frac{280}{90-470}$	2000	$\frac{150}{100-200}$	$\frac{7}{1-30}$	$\frac{65}{30-100}$	$\frac{6}{1-25}$	$\frac{15}{1-30}$
Лландоверийский	$\frac{66}{16-190}$	2700	$\frac{141}{35-320}$	$\frac{13}{1-45}$	$\frac{150}{20-800}$	$\frac{4}{1-25}$	$\frac{19}{2-80}$
Бассейн р. Курейки							
Лудловский	$\frac{495}{90-1000}$	5262	$\frac{193}{39-300}$	$\frac{96}{45-170}$	$\frac{447}{33-920}$	$\frac{38}{5-95}$	$\frac{72}{6-110}$
Венлокский	$\frac{376}{120-520}$	3800	$\frac{160}{60-185}$	$\frac{28}{20-70}$	$\frac{380}{40-980}$	$\frac{20}{3-16}$	$\frac{32}{20-50}$
Лландоверийский	$\frac{326}{100-400}$	2483	$\frac{171}{70-190}$	$\frac{22}{12-64}$	$\frac{410}{36-580}$	$\frac{17}{2-21}$	$\frac{47}{25-70}$
Бассейн р. Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь)							
Лудловский	$\frac{143}{110-220}$	3600	$\frac{115}{28-250}$	$\frac{24}{2-80}$	$\frac{120}{40-150}$	$\frac{13}{1-50}$	$\frac{40}{25-100}$
Венлокский	$\frac{190}{100-280}$	2250	$\frac{150}{25-250}$	$\frac{2}{1-5}$	$\frac{80}{20-120}$	$\frac{2}{2-3}$	$\frac{6}{2-15}$
Лландоверийский	$\frac{240}{50-700}$	4030	$\frac{170}{50-250}$	$\frac{12}{2-100}$	$\frac{174}{20-600}$	$\frac{7}{5-15}$	$\frac{26}{5-120}$
Бассейн р. Бол. Нирунды							
Лландоверийский	$\frac{306}{120-480}$	1580	$\frac{116}{90-140}$	$\frac{20}{10-52}$	$\frac{72}{60-90}$	$\frac{3}{3-4}$	$\frac{10}{8-11}$

Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
9	10	11	12	13	14	15
$\frac{105}{100-120}$	$\frac{65}{10-100}$	$\frac{20}{15-30}$	-	$\frac{50}{40-75}$	-	$\frac{24}{20-30}$
$\frac{330}{120-800}$	$\frac{327}{10-2000}$	$\frac{21}{10-50}$	-	$\frac{50}{40-70}$	-	$\frac{53}{10-200}$
$\frac{360}{180-800}$	$\frac{59}{10-250}$	$\frac{28}{10-100}$	-	$\frac{100}{90-110}$	-	$\frac{66}{10-250}$
$\frac{71}{20-200}$	$\frac{61}{10-210}$	$\frac{9}{1-25}$	-	$\frac{60}{20-100}$	-	$\frac{6}{1-20}$
$\frac{105}{10-250}$	$\frac{282}{20-1050}$	$\frac{32}{5-100}$	-	$\frac{68}{20-120}$	-	$\frac{11}{3-30}$
$\frac{85}{5-150}$	$\frac{670}{50-3000}$	$\frac{34}{3-100}$	-	$\frac{55}{50-70}$	-	$\frac{12}{2-40}$
$\frac{25}{5-50}$	$\frac{125}{50-200}$	$\frac{16}{3-30}$	-	$\frac{90}{80-100}$	-	$\frac{16}{1-30}$
$\frac{102}{80-160}$	$\frac{420}{80-2200}$	$\frac{28}{4-100}$	-	$\frac{127}{80-250}$	-	$\frac{5}{1-15}$
$\frac{63}{40-87}$	$\frac{58}{38-79}$	$\frac{18}{10-32}$	$\frac{166}{10-230}$	$\frac{80}{60-110}$	$\frac{139}{20-290}$	$\frac{7}{4-12}$
$\frac{86}{60-90}$	$\frac{60}{40-80}$	$\frac{24}{8-32}$	-	$\frac{110}{80-140}$	-	$\frac{12}{4-20}$
$\frac{67}{30-90}$	$\frac{40}{30-75}$	$\frac{7}{5-18}$	$\frac{396}{200-560}$	$\frac{92}{60-120}$	$\frac{105}{69-110}$	$\frac{5}{2-8}$
$\frac{170}{80-300}$	$\frac{106}{80-200}$	$\frac{21}{4-40}$	-	$\frac{100}{9-110}$	-	$\frac{12}{5-15}$
$\frac{150}{12-200}$	$\frac{650}{50-800}$	$\frac{20}{10-30}$	-	$\frac{70}{40-80}$	-	$\frac{16}{5-30}$
$\frac{90}{50-200}$	$\frac{120}{40-200}$	$\frac{22}{5-40}$	-	$\frac{128}{80-300}$	-	$\frac{6}{5-15}$
$\frac{170}{30-250}$	$\frac{56}{45-70}$	$\frac{6}{3-10}$	$\frac{126}{60-150}$	$\frac{76}{60-120}$	$\frac{84}{70-110}$	$\frac{4}{3-5}$

Окончание табл. 16

1	2	3	4	5	6	7	8
Русская платформа, Прибалтийская синеклиза							
Лудловский	$\frac{112}{82-140}$	3943	$\frac{295}{170-450}$	$\frac{104}{54-150}$	$\frac{209}{80-480}$	$\frac{5}{4-14}$	$\frac{52}{27-80}$
Венлокский	$\frac{97}{75-200}$	4700	$\frac{366}{160-750}$	$\frac{106}{50-160}$	$\frac{206}{150-300}$	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{57}{30-95}$
Лландоверийский	$\frac{121}{75-200}$	4600	$\frac{480}{160-1000}$	$\frac{100}{52-150}$	$\frac{188}{120-300}$	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{77}{3-200}$
Латвийский прогиб							
Венлокский	$\frac{162}{10-250}$	3669	$\frac{384}{110-800}$	$\frac{106}{70-130}$	$\frac{137}{50-470}$	$\frac{5}{2-7}$	$\frac{48}{25-72}$
Лландоверийский	$\frac{148}{100-180}$	4860	$\frac{750}{40-160}$	$\frac{143}{75-200}$	$\frac{142}{100-170}$	$\frac{8}{5-15}$	$\frac{139}{56-250}$
Алтае-Саянская геосинклиналь, Горный Алтай							
Лландоверийский, чинетинская свита	$\frac{47}{46-82}$	3983	$\frac{188}{110-210}$	$\frac{86}{58-160}$	$\frac{188}{100-350}$	$\frac{5}{2-9}$	$\frac{72}{50-90}$
Тува							
Лландоверийский, чергакская свита	$\frac{56}{42-70}$	4866	$\frac{160}{120-180}$	$\frac{89}{58-110}$	$\frac{173}{100-300}$	$\frac{4}{3-6}$	$\frac{46}{42-52}$

Таблица 17

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества девон

Отдел, ярус, свита, горизонт	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5

Бассейн р. Куломбе

Средний	49,6	20,0	0,84	-
Нижний	47,4	19,6	0,72	-

Южно-Пясинская площадь

Каларгонская	62,4	15,8	1,05	0,02
Накохозская	64,3	15,3	0,84	0,02

9	10	11	12	13	14	15
$\frac{78}{53-100}$	$\frac{85}{60-160}$	$\frac{30}{25-40}$	$\frac{301}{100-1000}$	$\frac{172}{90-250}$	$\frac{594}{400-1000}$	$\frac{5}{3-7}$
$\frac{75}{60-120}$	$\frac{87}{70-110}$	$\frac{34}{30-40}$	$\frac{233}{50-400}$	$\frac{226}{180-280}$	$\frac{616}{450-700}$	$\frac{6}{5-9}$
$\frac{80}{60-120}$	$\frac{82}{35-110}$	$\frac{32}{18-52}$	$\frac{171}{50-400}$	$\frac{234}{180-280}$	$\frac{550}{450-700}$	$\frac{5}{4-9}$
$\frac{122}{60-220}$	$\frac{43}{35-60}$	$\frac{38}{35-50}$	$\frac{152}{50-350}$	$\frac{210}{140-300}$	$\frac{416}{370-680}$	$\frac{6}{5-12}$
$\frac{182}{120-300}$	$\frac{46}{30-70}$	$\frac{36}{30-42}$	$\frac{392}{50-900}$	$\frac{248}{200-300}$	$\frac{440}{380-480}$	$\frac{4}{3-5}$
$\frac{78}{50-150}$	$\frac{65}{40-100}$	$\frac{19}{14-33}$	$\frac{341}{50-1000}$	$\frac{193}{90-270}$	$\frac{488}{300-780}$	$\frac{3}{1-4}$
$\frac{90}{60-130}$	$\frac{55}{45-72}$	$\frac{26}{16-32}$	$\frac{500}{200-1000}$	$\frac{166}{140-180}$	$\frac{543}{300-950}$	$\frac{6}{2-12}$

ских отложений Сибирской и Русской платформ, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
6,31	-	4,28	3,78	1,31	-
5,98	-	7,96	4,91	1,32	-
4,65	0,66	5,44	3,85	0,23	0,04
2,79	2,36	3,63	5,63	0,15	0,03

Окончание табл. 17

1	2	3	4	5
Мантуровская	65,2	15,5	0,93	0,05
Разведочнинская	63,9	18,3	1,19	0,05
Курейская	62,7	15,4	0,83	0,08
Зубовская	59,2	14,8	0,85	0,05
Болгохтохская площадь				
Каларгонская	63,2	16,4	0,92	0,01
Накохозская	64,6	15,3	0,93	0,02
Юктинская	65,9	17,5	1,11	0,02
Мантуровская	66,3	15,0	1,01	0,05
Разведочнинская	63,7	19,2	1,12	0,05
Курейская	61,5	17,0	0,83	0,06
Зубовская	57,9	13,1	0,82	0,05
Норильский район				
Каларгонская	62,8	16,1	0,98	0,02
Накохозская	64,5	15,3	0,88	0,02
Юктинская	65,9	17,5	1,11	0,03
Мантуровская	65,7	15,6	0,97	0,05
Разведочнинская	63,8	18,7	1,16	0,05
Курейская	62,1	16,2	0,83	0,07
Зубовская	58,6	12,7	0,84	0,05
Бассейн р. Курейки				
Верхний	52,7	22,6	-	-
Средний, живетский	48,6	21,3	-	-
Средний, эйфельский	44,9	21,4	-	-
Нижний	39,6	18,5	0,63	-
Мосоловская скважина				
Данково-лебединский	49,9	15,3	-	-
Задонско-елецкий	52,7	19,5	-	-
Евлонско-ливенский	50,0	19,5	-	-
Воронежский	45,6	22,3	-	-
Семилукский	49,2	23,9	-	-
Верхнешигровский	49,8	22,5	-	-
Нижнешигровский	48,4	25,7	-	-
Живетский	47,2	22,0	-	-

6	7	8	9	10	11
3,65	0,61	5,61	3,58	0,57	0,02
2,36	0,55	5,47	3,29	0,45	0,02
5,67	1,27	5,93	3,87	0,46	0,04
2,60	3,18	3,16	5,18	0,27	0,04
4,43	0,73	5,13	3,35	0,23	0,04
2,73	1,29	2,86	4,72	0,15	0,03
3,95	0,50	3,15	5,54	0,14	0,02
4,36	1,24	5,18	3,47	0,58	0,03
2,12	0,84	5,51	3,16	0,47	0,02
4,55	0,90	7,15	3,31	0,61	0,03
3,02	5,92	3,61	5,58	0,24	0,03
4,55	0,69	5,34	3,60	0,23	0,04
2,76	1,82	3,75	5,17	0,15	0,03
3,95	0,50	3,15	5,54	0,14	0,05
4,00	0,92	5,40	3,52	0,57	0,03
2,24	0,69	5,49	3,22	0,46	0,02
5,11	1,08	6,54	3,59	0,53	0,04
2,81	6,15	3,38	5,38	0,25	0,05
4,02	-	3,16	4,63	0,25	-
6,83	-	4,82	4,54	0,30	-
13,89	-	6,65	3,91	0,80	-
5,23	-	9,16	4,19	0,95	-
5,03	-	4,18	5,12	0,25	-
4,87	-	5,24	2,60	0,32	-
2,07	-	4,18	6,36	0,32	-
3,16	-	2,96	5,86	0,12	-
5,06	-	3,28	5,30	0,08	-
2,18	-	4,36	5,66	0,59	-
5,18	-	9,63	3,93	0,37	-
6,03	-	8,26	4,78	0,28	-

Таблица 18

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе девонских отложений

Свита, ярус, отдел	V	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Бассейн р. Куломбе						
Средний, живетский	$\frac{119}{25-230}$	1600	$\frac{102}{30-150}$	$\frac{3}{1-10}$	$\frac{382}{30-1200}$	$\frac{5}{1-10}$
Средний, эйфельский	$\frac{105}{20-150}$	5444	$\frac{110}{15-220}$	$\frac{9}{1-25}$	$\frac{486}{150-1500}$	$\frac{5}{1-20}$
Нижний	$\frac{100}{80-290}$	3000	$\frac{142}{18-350}$	$\frac{10}{3-30}$	$\frac{105}{30-150}$	$\frac{6}{1-20}$
Южно-Пясинская и Болгохтохская площади						
Каларгонская	$\frac{297}{80-800}$	2600	$\frac{52}{23-800}$	$\frac{73}{28-100}$	$\frac{15}{10-32}$	$\frac{12}{1-29}$
Накохозская	$\frac{180}{120-260}$	3100	$\frac{38}{16-113}$	$\frac{65}{12-120}$	$\frac{12}{10-23}$	$\frac{10}{1-20}$
Юктинская	$\frac{127}{40-230}$	2450	$\frac{30}{10-56}$	$\frac{63}{10-140}$	10	$\frac{14}{5-33}$
Мантуровская	$\frac{121}{15-560}$	1900	$\frac{33}{7-80}$	$\frac{55}{5-190}$	$\frac{23}{10-130}$	$\frac{19}{1-69}$
Разведочни- ская	$\frac{54}{22-90}$	2100	$\frac{20}{16-34}$	$\frac{28}{5-85}$	$\frac{22}{10-120}$	$\frac{21}{9-55}$
Курейская	$\frac{75}{20-120}$	1600	$\frac{22}{12-43}$	$\frac{32}{5-25}$	$\frac{34}{7-100}$	$\frac{21}{8-36}$
Зубовская	$\frac{92}{50-280}$	2500	$\frac{20}{14-35}$	$\frac{51}{13-110}$	$\frac{19}{10-54}$	$\frac{15}{4-56}$
Бассейн р. Курейки						
Верхний	242	2145	135	68	249	7
Средний, живетский	$\frac{157}{66-210}$	1675	$\frac{92}{49-190}$	$\frac{42}{15-100}$	$\frac{221}{45-390}$	$\frac{8}{1-13}$
Средний, эйфельский	$\frac{128}{60-240}$	1693	$\frac{83}{6-300}$	$\frac{59}{2-210}$	$\frac{735}{39-1800}$	$\frac{28}{10-55}$
Нижний	$\frac{156}{14-1500}$	1780	$\frac{81}{56-300}$	$\frac{76}{19-320}$	$\frac{457}{170-11000}$	$\frac{24}{3-62}$
Мосоловская скважина						
Данково-лебе- дянский	$\frac{360}{55-1000}$	5191	$\frac{151}{30-200}$	$\frac{22}{9-110}$	$\frac{250}{30-500}$	$\frac{13}{1-50}$

Сибирской и Русской платформ, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{7}{1-15}$	$\frac{558}{20-4000}$	$\frac{520}{50-2200}$	$\frac{6}{1-18}$	-	$\frac{97}{80-120}$	-	$\frac{1,6}{1-4}$
$\frac{28}{8-120}$	$\frac{70}{10-100}$	$\frac{78}{30-150}$	$\frac{12}{1-30}$	-	$\frac{125}{80-200}$	-	$\frac{1,7}{1-3}$
$\frac{49}{3-120}$	$\frac{60}{10-100}$	$\frac{315}{30-600}$	$\frac{9}{3-20}$	-	$\frac{88}{80-100}$	-	$\frac{2}{1-3}$
$\frac{18}{4-44}$	$\frac{72}{10-100}$	$\frac{65}{1-150}$	$\frac{8}{4-14}$	-	$\frac{32}{30-33}$	-	$\frac{1}{1-2}$
$\frac{16}{1-62}$	$\frac{41}{10-100}$	$\frac{21}{7-65}$	$\frac{6}{1-10}$	-	$\frac{58}{30-220}$	-	$\frac{13}{2-31}$
$\frac{13}{6-26}$	$\frac{68}{10-100}$	$\frac{96}{10-300}$	$\frac{9}{3-15}$	-	$\frac{52}{50-53}$	-	$\frac{14}{3-31}$
$\frac{14}{2-50}$	$\frac{28}{3-80}$	$\frac{50}{10-300}$	$\frac{5}{3-10}$	-	$\frac{35}{30-52}$	-	$\frac{2}{1-10}$
$\frac{9}{1-36}$	$\frac{57}{20-100}$	$\frac{80}{10-300}$	$\frac{5}{1-10}$	-	$\frac{40}{30-85}$	-	$\frac{2}{1-8}$
$\frac{9}{1-16}$	$\frac{90}{80-100}$	$\frac{131}{54-300}$	$\frac{3}{1-5}$	-	$\frac{30}{25-32}$	-	$\frac{4}{1-6}$
$\frac{6}{1-25}$	$\frac{72}{20-100}$	$\frac{24}{8-150}$	$\frac{6}{1-15}$	-	$\frac{36}{10-76}$	-	$\frac{5}{1-12}$
32	-	-	-	120	-	98	-
$\frac{23}{9-39}$	-	-	-	$\frac{97}{34-160}$	-	$\frac{190}{22-330}$	-
$\frac{48}{8-200}$	-	-	-	$\frac{1142}{15-2700}$	-	$\frac{223}{59-1200}$	-
$\frac{24}{3-100}$	-	-	-	$\frac{2782}{54-12000}$	-	$\frac{102}{11-400}$	-
$\frac{30}{5-60}$	$\frac{160}{8-200}$	$\frac{204}{50-400}$	$\frac{51}{8-80}$	-	$\frac{121}{50-200}$	-	$\frac{28}{1-60}$

Окончание табл. 18

1	2	3	4	5	6	7
Задонско-Елецкий	$\frac{223}{110-300}$	3300	$\frac{167}{100-220}$	$\frac{10}{10-18}$	$\frac{102}{30-180}$	$\frac{8}{5-15}$
Евлонско-ливенский	$\frac{349}{76-800}$	5572	$\frac{201}{120-350}$	$\frac{21}{10-32}$	$\frac{221}{100-800}$	$\frac{23}{20-80}$
Воронежский	$\frac{298}{60-700}$	5457	$\frac{167}{60-220}$	$\frac{14}{5-25}$	$\frac{134}{50-250}$	$\frac{11}{1-25}$
Семилуцкий	$\frac{342}{150-450}$	4800	$\frac{80}{60-100}$	$\frac{12}{5-20}$	$\frac{57}{30-100}$	$\frac{12}{5-20}$
Верхнешигровский	$\frac{586}{420-900}$	10 000	$\frac{78}{50-100}$	$\frac{11}{4-20}$	$\frac{107}{30-150}$	$\frac{14}{5-20}$
Нижнешигровский	$\frac{185}{90-410}$	6413	$\frac{121}{20-300}$	$\frac{11}{3-25}$	$\frac{150}{30-300}$	$\frac{13}{1-40}$
Живетский	$\frac{281}{120-580}$	3845	$\frac{170}{10-320}$	$\frac{10}{5-18}$	$\frac{122}{30-200}$	$\frac{12}{2-22}$

Таблица 19

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества камен

Свита, ярус	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1	2	3	4	5
Станция Тундра				
Турнейский	49,4	11,8	-	-
Брусская	50,6	9,0	-	-
Норильский район				
Ергалинская	59,7	20,2	1,00	0,03
Амбарнинская	61,7	21,5	0,53	0,03
Кайерканская	62,0	24,1	0,81	0,04
Шмидтинская	60,9	22,6	0,88	0,06
Далдьканская	62,7	21,1	0,97	0,09
Руднинская пермская	63,8	21,8	0,86	0,12
Руднинская каменно-угольная	58,9	28,1	0,65	0,05
Бассейн р. Курейки				
Катская	47,2	24,4	-	-
Визейская (брусская)	49,3	20,8	-	-
Турнейский	40,5	21,1	-	-

8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{23}{10-45}$	$\frac{187}{150-220}$	$\frac{282}{250-300}$	$\frac{56}{30-100}$	-	$\frac{110}{100-120}$	-	$\frac{27}{15-50}$
$\frac{42}{18-70}$	$\frac{153}{100-250}$	$\frac{280}{100-550}$	$\frac{57}{30-100}$	-	$\frac{110}{100-200}$	-	$\frac{20}{4-42}$
$\frac{31}{5-50}$	$\frac{104}{80-150}$	$\frac{207}{100-300}$	$\frac{23}{10-35}$	-	$\frac{101}{30-200}$	-	$\frac{11}{1-30}$
$\frac{35}{10-50}$	$\frac{105}{100-120}$	$\frac{122}{100-150}$	$\frac{27}{25-30}$	-	$\frac{60}{30-100}$	-	$\frac{10}{8-15}$
$\frac{35}{30-80}$	$\frac{122}{100-150}$	$\frac{130}{100-150}$	$\frac{30}{30-35}$	-	$\frac{180}{100-300}$	-	$\frac{12}{8-20}$
$\frac{44}{3-100}$	$\frac{120}{80-200}$	$\frac{164}{30-500}$	$\frac{22}{5-30}$	-	$\frac{83}{30-200}$	-	$\frac{13}{4-25}$
$\frac{23}{5-50}$	$\frac{114}{6-180}$	$\frac{175}{30-300}$	$\frac{33}{10-100}$	-	$\frac{127}{30-200}$	-	$\frac{9}{5-25}$

ноугольных и пермских отложений Сибирской платформы, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
6	7	8	9	10	11
2,40	-	3,37	5,42	0,27	-
6,10	-	3,72	3,80	0,13	-
1,43	0,43	2,94	3,81	0,52	0,02
0,58	0,70	2,43	4,18	2,79	0,02
1,46	0,69	2,24	4,04	1,28	0,03
2,38	0,77	3,33	3,79	1,02	0,02
3,03	1,03	4,64	3,05	0,51	0,03
2,14	0,92	3,59	3,25	1,43	0,01
4,13	0,77	3,12	4,31	0,24	0,03
-	-	-	3,04	0,31	-
-	-	-	4,99	0,38	-
-	-	-	4,90	0,39	-

1	2	3	4	5
Северо-восточная часть Тунгусской синеклизы				
Боруллойская	61,5	21,1	0,83	0,06
Ахтарандинская	54,4	21,1	0,78	0,06
Верхнейхальская	59,7	23,0	1,02	0,05
Нижнейхальская	55,3	26,6	1,15	0,05
Конекская	54,9	28,6	1,26	0,05
Восточная часть Тунгусской синеклизы				
Боруллойская	57,2	25,0	0,72	0,06
Ботубинская	54,8	23,5	0,91	0,07
Лапчанская	54,9	23,4	0,99	0,04
Мосоловская скважина				
Каширский, подольский горизонт	51,2	16,3	-	-
Верейский	45,5	22,4	-	-
Тульская угленосная	47,0	22,8	-	-
Лихвинская	48,9	34,3	-	-

Таблица 20

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе каменноугольных и

Свита	V	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Норильский район						
Амбарнинская	$\frac{35}{27-40}$	1400	$\frac{34}{26-60}$	$\frac{14}{10-16}$	$\frac{12}{10-26}$	$\frac{3}{1-7}$
Кайерканская	$\frac{40}{17-60}$	2000	$\frac{45}{10-98}$	$\frac{34}{10-76}$	$\frac{12}{10-31}$	$\frac{7}{1-22}$
Шмидтинская	$\frac{45}{10-120}$	2400	$\frac{42}{20-150}$	$\frac{64}{30-110}$	$\frac{15}{10-30}$	$\frac{15}{1-45}$
Далдыканская	$\frac{46}{16-60}$	2100	$\frac{85}{21-220}$	$\frac{58}{18-130}$	$\frac{47}{10-310}$	$\frac{7}{3-14}$
Руднинская	$\frac{33}{18-60}$	2600	$\frac{49}{12-150}$	$\frac{59}{10-100}$	$\frac{68}{10-770}$	$\frac{11}{1-62}$

6	7	8	9	10	11
1,67	0,61	5,49	2,69	0,49	0,03
2,55	0,26	7,01	2,22	0,30	0,02
1,69	0,49	4,55	2,28	0,57	0,03
1,34	0,47	3,71	1,87	0,38	0,04
1,22	0,36	3,74	2,16	0,13	0,05
1,79	0,60	4,49	1,86	0,42	0,02
2,64	0,53	5,45	2,34	0,53	0,03
2,41	0,24	4,74	3,25	0,19	0,02
-	-	4,26	5,07	0,13	-
-	-	10,30	3,45	0,24	-
-	-	1,98	3,81	0,20	-
-	-	2,46	1,00	0,06	-

пермских отложений Сибирской платформы, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{5}{2-10}$	$\frac{80}{60-100}$	$\frac{47}{10-90}$	$\frac{15}{10-23}$	-	$\frac{46}{10-70}$	-	$\frac{3}{1-6}$
$\frac{14}{5-35}$	$\frac{81}{30-100}$	$\frac{87}{35-300}$	$\frac{19}{1-65}$	-	$\frac{187}{10-540}$	-	$\frac{6}{1-13}$
$\frac{18}{7-53}$	$\frac{96}{50-200}$	$\frac{71}{12-230}$	$\frac{18}{8-30}$	-	$\frac{98}{10-330}$	-	$\frac{8}{1-9}$
$\frac{30}{7-100}$	$\frac{128}{50-300}$	$\frac{108}{26-300}$	$\frac{11}{1-31}$	-	$\frac{120}{10-680}$	-	$\frac{4}{1-11}$
$\frac{33}{8-100}$	$\frac{94}{30-100}$	$\frac{72}{10-300}$	$\frac{15}{7-30}$	-	$\frac{149}{10-900}$	-	$\frac{6}{1-13}$

1	2	3	4	5	6	7
Бассейн рек Курейки, Горбичин						
Катская	$\frac{61}{35-110}$	2370	$\frac{45}{19-150}$	$\frac{60}{22-170}$	$\frac{3940}{\text{до } 19\ 000}$	$\frac{91}{6-400}$
Брусская	-	-	80	-	-	10
Турнейский	$\frac{28}{12-80}$	723	$\frac{112}{80-160}$	$\frac{22}{10-30}$	370	$\frac{35}{10-130}$
Северо-восточная часть Тунгусской синеклизы						
Боруллойская	$\frac{90}{10-320}$	6931	$\frac{145}{32-280}$	$\frac{69}{18-166}$	$\frac{153}{50-360}$	$\frac{9}{1-18}$
Ахтарандинская	$\frac{76}{10-107}$	4940	$\frac{174}{70-265}$	$\frac{85}{52-110}$	$\frac{394}{21-70}$	$\frac{11}{5-19}$
Верхнеайхальская	$\frac{113}{10-300}$	7668	$\frac{195}{12-310}$	$\frac{102}{10-205}$	$\frac{162}{60-2100}$	$\frac{7}{3-25}$
Нижнеайхальская	$\frac{143}{26-320}$	7671	$\frac{213}{50-520}$	$\frac{142}{23-420}$	$\frac{138}{60-1200}$	$\frac{10}{3-46}$
Конекская	$\frac{172}{74-500}$	7914	$\frac{190}{55-230}$	$\frac{153}{44-250}$	$\frac{171}{60-470}$	$\frac{12}{3-24}$
Восточная часть Тунгусской синеклизы						
Боруллойская	$\frac{56}{11-250}$	3506	$\frac{98}{32-500}$	$\frac{54}{14-230}$	$\frac{168}{50-1800}$	$\frac{9}{2-70}$
Ботубинская	$\frac{99}{10-420}$	4958	$\frac{124}{25-270}$	$\frac{99}{27-300}$	$\frac{252}{70-620}$	$\frac{10}{1-40}$
Лапчанская	$\frac{131}{60-270}$	5300	$\frac{132}{65-188}$	$\frac{90}{50-110}$	$\frac{288}{130-600}$	$\frac{10}{6-20}$
Мосоловская скважина						
Каширский, подольский	$\frac{60}{40-100}$	4333	$\frac{116}{100-180}$	$\frac{23}{3-80}$	$\frac{63}{30-100}$	$\frac{5}{1-12}$
Верейский	$\frac{280}{260-290}$	5633	$\frac{320}{250-400}$	$\frac{53}{30-80}$	$\frac{400}{300-500}$	$\frac{106}{50-150}$
Тульская, угленосная	$\frac{413}{30-700}$	7500	$\frac{200}{180-220}$	$\frac{30}{10-50}$	$\frac{260}{30-500}$	$\frac{45}{40-50}$
Лихвинская	260	10 000	250	6	30	5

8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{45}{19-110}$	$\frac{166}{10-1000}$	-	-	$\frac{294}{30-1500}$	-	$\frac{135}{44-400}$	-
-	10	-	-	30	-	155	-
$\frac{170}{20-180}$	$\frac{41}{10-75}$	$\frac{100}{70-120}$	-	$\frac{118}{10-500}$	-	$\frac{323}{10-1000}$	$\frac{2}{1-4}$
$\frac{26}{11-40}$	$\frac{22}{10-96}$	$\frac{64}{12-500}$	$\frac{19}{10-34}$	$\frac{189}{23-1730}$	$\frac{299}{80-380}$	$\frac{639}{110-1800}$	$\frac{8}{2-28}$
$\frac{41}{18-67}$	$\frac{63}{27-102}$	$\frac{70}{56-94}$	$\frac{18}{15-23}$	$\frac{90}{27-120}$	$\frac{259}{170-350}$	$\frac{715}{110-840}$	$\frac{15}{3-33}$
$\frac{24}{11-90}$	$\frac{26}{7-145}$	$\frac{46}{10-250}$	$\frac{18}{7-27}$	$\frac{98}{20-300}$	$\frac{301}{75-360}$	$\frac{640}{110-1800}$	$\frac{7}{1-50}$
$\frac{33}{10-100}$	$\frac{28}{8-108}$	$\frac{58}{19-370}$	$\frac{21}{8-34}$	$\frac{64}{22-320}$	$\frac{286}{90-470}$	$\frac{444}{54-1200}$	$\frac{10}{4-75}$
$\frac{34}{19-74}$	$\frac{28}{16-80}$	$\frac{59}{20-227}$	$\frac{21}{8-35}$	$\frac{80}{20-180}$	$\frac{294}{70-450}$	$\frac{510}{54-880}$	$\frac{8}{5-35}$
$\frac{28}{9-100}$	$\frac{21}{6-120}$	$\frac{67}{21-170}$	$\frac{16}{8-64}$	$\frac{97}{10-280}$	$\frac{167}{65-410}$	$\frac{446}{40-717}$	$\frac{13}{3-230}$
$\frac{38}{5-110}$	$\frac{31}{10-200}$	$\frac{74}{10-823}$	$\frac{18}{5-80}$	$\frac{112}{30-300}$	$\frac{215}{85-370}$	$\frac{644}{100-1800}$	$\frac{10}{2-76}$
$\frac{36}{20-50}$	$\frac{35}{5-62}$	$\frac{93}{55-180}$	$\frac{20}{14-25}$	$\frac{89}{40-110}$	$\frac{215}{90-380}$	$\frac{547}{160-800}$	$\frac{9}{4-20}$
$\frac{11}{4-25}$	$\frac{166}{80-250}$	$\frac{330}{300-400}$	$\frac{14}{2-30}$	-	$\frac{72}{50-110}$	-	$\frac{5}{2-7}$
$\frac{180}{160-200}$	$\frac{160}{150-180}$	$\frac{600}{500-800}$	$\frac{56}{20-80}$	-	$\frac{106}{100-120}$	-	$\frac{22}{15-30}$
$\frac{65}{60-70}$	$\frac{135}{120-150}$	$\frac{75}{30-120}$	$\frac{29}{18-40}$	-	$\frac{275}{150-400}$	-	$\frac{21}{8-32}$
10	100	100	15	-	120	-	10

Таблица 21

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества юрских

Ярус	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
Анабарский залив				
Келловей	42,0	19,0	1,08	0,01
Бат	42,6	19,4	1,33	0,20
Байос				
Аален	44,8	20,5	1,44	0,20
Тоар	42,6	19,3	1,33	0,20
Плинсбах	42,2	19,2	1,05	0,25
Геттанг-синемюр	38,6	18,8	1,08	0,60
Бассейн р. Анабар				
Бат	42,6	16,8	0,88	0,01
Байос	38,9	17,7	0,74	0,03
Тоар	42,4	17,2	0,81	0,01
Плинсбах	46,8	23,0	1,08	0,04
Восточная часть Тунгусской синеклизы				
Укугутская свита	50,0	29,0	1,50	0,07

Таблица 22

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе юрских отложений

Ярус	B	Ti	V	Cr	Mn	Co
1	2	3	4	5	6	7
Анабарский залив						
Келловей	$\frac{294}{90-680}$	3377	$\frac{143}{49-270}$	$\frac{228}{76-450}$	$\frac{195}{70-450}$	$\frac{17}{3-44}$
Бат	} $\frac{225}{94-520}$	4487	$\frac{210}{120-320}$	$\frac{147}{62-230}$	$\frac{330}{230-500}$	$\frac{6}{1-9}$
Байос						
Аален	$\frac{348}{100-500}$	4066	$\frac{207}{110-620}$	$\frac{265}{120-660}$	$\frac{201}{110-520}$	$\frac{8}{4-13}$
Тоар	$\frac{275}{10-400}$	6002	$\frac{292}{94-2600}$	$\frac{285}{42-480}$	$\frac{109}{}$	$\frac{8}{3-22}$
Плинсбах	$\frac{213}{82-420}$	4173	$\frac{211}{50-620}$	$\frac{258}{64-520}$	$\frac{269}{160-500}$	$\frac{13}{3-61}$
Геттанг-синемюр	$\frac{336}{90-470}$	3261	$\frac{275}{47-760}$	$\frac{441}{180-740}$	$\frac{365}{170-1500}$	$\frac{21}{3-39}$

отложений Сибирской платформы, %

MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
2,44	0,02	11,59	1,93	0,61	0,05
2,85	0,05	12,81	2,07	0,54	0,04
2,73	0,01	8,88	2,54	0,85	0,05
2,85	0,05	12,81	2,07	0,54	0,04
3,41	0,02	10,9	2,67	0,68	0,05
2,79	0,04	15,1	1,96	0,41	0,04
2,76	0,30	9,13	3,17	1,27	0,05
2,94	0,41	10,59	2,81	1,01	0,05
2,41	0,25	9,22	2,31	0,74	0,04
2,16	0,14	8,58	2,37	0,77	0,05
1,18	0,41	6,74	1,30	0,34	0,02

Сибирской платформы, г/т

Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
8	9	10	11	12	13	14	15
<u>189</u>	<u>12</u>	<u>73</u>	<u>17</u>	<u>2755</u>	<u>151</u>	<u>167</u>	<u>17</u>
24-560	4-27	45-110	11-26	900-5800	56-330	44-560	1-35
<u>82</u>	<u>18</u>	<u>66</u>	<u>18</u>	<u>1221</u>	<u>123</u>	<u>132</u>	<u>12</u>
20-180	9-37	30-160	10-27	370-1600	90-160	38-210	4-22
<u>67</u>	<u>16</u>	<u>73</u>	<u>20</u>	<u>2100</u>	<u>166</u>	<u>94</u>	<u>7</u>
23-110	5-44	10-170	15-36	1100-6200	78-290	56-130	1-12
<u>97</u>	<u>26</u>	<u>101</u>	<u>16</u>	<u>2113</u>	<u>175</u>	<u>207</u>	<u>18</u>
27-450	7-88	54-270	9-29	910-3300	98-320	23-1010	1-60
<u>212</u>	<u>48</u>	<u>68</u>	<u>31</u>	<u>1577</u>	<u>123</u>	<u>123</u>	<u>21</u>
33-500	10-150	42-130	11-280	740-5800	90-160	73-260	7-61
<u>378</u>	<u>61</u>	<u>76</u>	<u>31</u>	<u>3319</u>	<u>117</u>	<u>76</u>	<u>9</u>
9-720	7-120	62-94	10-180	850-6800	60-180	54-100	1-18

Окончание табл. 22

1	2	3	4	5	6	7
Бассейн р. Анабар						
Бат	$\frac{73}{40-100}$	3178	$\frac{178}{140-230}$	$\frac{82}{72-90}$	$\frac{298}{240-380}$	$\frac{15}{11-20}$
Байос	$\frac{121}{65-350}$	3571	$\frac{227}{120-620}$	$\frac{131}{86-170}$	$\frac{541}{250-1200}$	$\frac{17}{11-29}$
Тоар	$\frac{126}{10-250}$	2073	$\frac{89}{40-140}$	$\frac{133}{85-270}$	$\frac{236}{100-390}$	$\frac{9}{3-18}$
Плинсбах	$\frac{164}{66-360}$	2552	$\frac{120}{36-300}$	$\frac{179}{19-500}$	$\frac{141}{50-500}$	$\frac{9}{2-35}$

Восточная часть Тунгусской синеклизы

Укугутская свита	$\frac{36}{17-65}$	4603	$\frac{97}{70-160}$	$\frac{71}{45-120}$	$\frac{277}{120-500}$	$\frac{12}{1-36}$
------------------	--------------------	------	---------------------	---------------------	-----------------------	-------------------

Таблица 23

Минералогический состав австралийских сланцев

Возраст	Местоположение, тип породы	Минералогический состав фракции < 0,002 мм
1	2	3
Нижний протерозой	Геосинклиналь Pine Creek, переслаивание алевролитов, граувакк и сланцев	Мусковит, хлорит
Верхний протерозой	Геосинклиналь Adelaide, филлитовые сланцы	Мусковит, хлорит
Кембрий	Геосинклиналь Adelaide, биотитовые сланцы метаморфизованные	Мусковит, хлорит, биотит (в шлифах)
	Бассейн Amadeus, сланцы	Мусковит, смешанослойные минералы, хлорит. Расширяющиеся разности отсутствуют ниже 1,410 футов
Кембрий - ордовик	Бассейн Georgina, сланцы с линзами доломита и кальцита, сланцы с тонкозернистыми песчаниками	Смешанослойные (иллит - монтмориллонит, иллит - хлорит), немного монтмориллонита, иллит, каолинит (мало)
Девон - нижний карбон	Бассейн Bonaparte, алевролиты и сланцы	Иллит, каолинит, смешанослойные

8	9	10	11	12	13	14	15
$\frac{51}{45-60}$	$\frac{20}{18-28}$	$\frac{132}{78-200}$	$\frac{15}{10-20}$	$\frac{240}{80-480}$	$\frac{121}{85-160}$	$\frac{627}{550-750}$	$\frac{28}{14-45}$
$\frac{113}{38-330}$	$\frac{37}{11-120}$	$\frac{144}{82-200}$	$\frac{19}{13-27}$	$\frac{892}{100-2000}$	$\frac{111}{94-150}$	$\frac{309}{46-700}$	$\frac{16}{6-25}$
$\frac{47}{12-72}$	$\frac{28}{10-60}$	$\frac{97}{10-250}$	$\frac{16}{6-22}$	$\frac{958}{700-1800}$	$\frac{93}{75-120}$	$\frac{207}{51-650}$	$\frac{10}{1-25}$
$\frac{48}{7-190}$	$\frac{28}{7-90}$	$\frac{68}{10-130}$	$\frac{14}{4-49}$	$\frac{1103}{100-3900}$	$\frac{134}{74-300}$	$\frac{275}{66-250}$	$\frac{12}{3-45}$
$\frac{35}{22-69}$	$\frac{41}{10-200}$	$\frac{97}{49-250}$	$\frac{16}{8-30}$	$\frac{85}{48-170}$	$\frac{126}{85-220}$	$\frac{165}{93-320}$	$\frac{7}{3-13}$

Окончание табл. 23

1	2	3
Пермь	Бассейн Bowen, сланцы	Иллит, смешанослойные (иллит - монтмориллонит, иллит - хлорит), каолинит (мало), хлорит (мало)
	Бассейн Burat, сланцы	Каолинит, смешанослойные (иллит - монтмориллонит, иллит - хлорит), хлорит, иллит (мало)
Триас - юра	Бассейн Perth, сланцы и песчаники	Смешанослойные (иллит - монтмориллонит), иллит и каолинит в различных пропорциях
Юра - мел	Мульда Kutubi, известковистые аргиллиты и сланцы с прослоями песчаников	Монтмориллонит, смешанослойные (иллит - монтмориллонит), иллит, каолинит
Эоцен - олигоцен	Бассейн Bass, переслаивание известковистых алевролитов с вулканическими пеплами и базальтами	Смешанослойные (иллит - монтмориллонит, иллит - хлорит), иллит, каолинит, хлорит (мало)

Таблица 24

Содержание ванадия в осадочных породах, рудах и глинистом веществе

Возраст, тип породы, осадка	Источник	Содержание ванадия, г/т
Углисто-кремнистые сланцы	Холодов, 1967	3000-11 500
Гётит-гидрогётитовые окисные руды	Там же	500-2500
Каменноугольные морские сланцы	Handbook of Geochemistry, 1974	50-200
Каменноугольные неморские сланцы	Там же	30-300
Пермские, лейасовые сланцы	"	65-198
Каменноугольные битуминозные известняки	"	~ 70
Карбонатные породы формации Фосфория	"	300
Пресноводные глины	Катченков, 1959	120
Морские глины	Там же	180
Каменноугольные глины Московской синеклизы	Троицкая, 1979	9-70
Глинистое вещество каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы	Акульшина, 1983	69-213
Глинистое вещество палеозойских отложений	Акульшина, 1971	220

Таблица 25

Размеры бассейнов осадконакопления в относительных единицах

Возраст	Район	Отношение бора к галлию в глинистом веществе
1	2	3
Нижний рифей	Север Сибирской платформы	20
	Енисейский кряж	12
Средний рифей	Енисейский кряж	10
	Учуро-Майская плита	1400
	Юдомо-Майский прогиб	30
Верхний рифей	Прибайкалье	15

1	2	3
Верхний рифей	Север Сибирской платформы	60
	Юг Сибирской платформы	9
	Учуро-Майская плита	40
	Юдомо-Майский прогиб	30
Венд	Север Сибирской платформы	50
	Западный склон Анабарского массива	40
	Юг Сибирской платформы	70
	Алданский щит	30
	Юдомо-Майский прогиб	70
Кембрий	Север Сибирской платформы	400
	Западный склон Анабарского массива	350
	Туруханский район	400
	Юг Сибирской платформы	18
	Алданский щит	500
Ордовик	Северо-запад Сибирской платформы	90
	Туруханский район	100
	Юг Сибирской платформы	100
Силур	Север Сибирской платформы	80
	Юг Сибирской платформы	100
Девон	Север Сибирской платформы	200
Карбон (нижний)	Север Сибирской платформы	100
Карбон (средний, верхний)	Север Сибирской платформы	6
	Север Тунгусской синеклизы	8
	Центральная часть Тунгусской синеклизы	20
	Южная часть Тунгусской синеклизы	12
Пермь	Северная часть Тунгусской синеклизы	6
	Центральная часть Тунгусской синеклизы	20
	Южная часть Тунгусской синеклизы	7
Триас (конец)	Север Сибирской платформы	70
Юра	Север Сибирской платформы, Енисей-Хатангская впадина	100
	Центральная часть и Приобье Западно-Сибирской плиты	23
Мел (начало)	Центральная часть Западно-Сибирской плиты	12

Примечание. За единицу измерения принято отношение бора к галлию в глинистом веществе, которое зависит от расстояния суши до места осадконакопления и возрастает с его удалением.

Таблица 26

Значения геохимических параметров глинистого вещества

Свита	$Al_2O_3:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	$Al_2O_3:TiO_2$	B:Ga
Шокшинская	80-240	14-68	37-100	1,2-2,3
Петрозаводская	168-425	30-72	29-110	0,4-2,0

Таблица 27

Значения геохимических параметров, характеризующих условия осадконакопления в Имандра-Варзугской и Печенгской зонах (по данным В.А. Мележик, А.А. Превдовского, 1982).

Свита, стратиграфический уровень	$Al_2O_3:Na_2O$	$K_2O:Na_2O$	$Al_2O_3:TiO_2$	B:Ga
Печенгская зона				
Куэтсарвинская	150	65		
Коласйокская	110	35		
Пильгуярвинская	10	2		
Имандра-Варзугская зона				
Сариолийский	5-10	2	15	0,25-1,3
Нижняя часть ятулийского	10-168	2-50	25	1,1-24
Верхняя часть ятулийского	5-25	2-6	10	0,15-18
Ладожский	5-30	2-4	31	0,15-6,7

Таблица 28

Значения коэффициента концентрации для разных уровней повышенного содержания малых элементов в породах (по данным Г.В. Козлова, 1981)

Формация, порода	Элемент								
	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Pb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I уровень									
Сланцево-мергельная	-	-	5,4	5,5	-	2,1	8,4	5,0	6,3
II уровень									
Пестроцветная терригенно-рифидная-карбонатная	-	-	-	2,4	1,4	-	-	4,9	12,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Песчаники	-	-	-	-	-	-	60,5	-	-
Сланцы	-	-	-	-	-	-	120,5	-	-
III уровень									
Кварц-глауконит-сидерит-шамозитовая	2,1	2,4	7,7	5,5	-	-	3,6	-	6,3
IV уровень									
Пестроцветная терригенно-карбонатная	-	-	30,0	-	-	-	2,4	2,9	2,1
Глинистые сланцы	-	-	-	2,8	-	63,8	-	-	-
Глинистые доломиты	-	-	7,0	-	-	-	120,5	-	-

Примечание. Коэффициент концентрации равен величине отношения содержания элемента в породе к кларковому содержанию.

Таблица 29

Модальные и среднеарифметические содержания (г/т) рудных элементов в породах сухопитской и тунгусикской серий (по данным Д.К. Балицкого и др., 1976)

Свита	Порода	Cu	Zn	Pb
Тунгусикская	Углеродистые сланцы	50(35)	100(10)	10(27)
	Кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы	10-50(31)	50-100(59)	10(13)
	Известняки	10(17)	-	10(17)
Сухопитская	Кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы	50(39)	100(79)	10(13)
	Известняки	10(21)	-	16

Таблица 30

Уровни повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе туркутской и кесюсинской свит нижнего течения р. Оленек, г/т

Свита	Cu	Zn	Pb
Кесюсинская, верхи III, IV, V пачек	100-120	70-90	8-10
Кесюсинская, граница II и III пачек	~ 100	~ 90	7
Кесюсинская, I пачка	~ 100	~ 70	6
Туркутская, водорослевых и глинистых доломитов	150	50	7

Таблица 31

Содержание рудных элементов в глинистом веществе, г/т

Местоположение	Уровень	Глубина, м	Cu	Zn	Pb
р. Бьдьянгай, скв. 1	I	142-117	60	35	75
	II	80-60	50	50	70
	III	30-15	70	300	50
р. Киги-Таас, скв. 2	I	187-172	60	60	20
	II	133-120	70	10	18
	III	77-72	70	80	9

Таблица 32

Среднее содержание рудных элементов в глинистом веществе юдомской свиты Юдомо-Майского прогиба, г/т

Подсвита	Cu	Zn	Pb
р. Юдома			
Верхнеюдомская	70-110	72-2044	8-16
Нижнеюдомская	29-46	40-86	11-25
Месторождение Сардана			
Верхнеюдомская	17-5	128-500	8-83
Нижнеюдомская	16	63	40
Месторождение Уруй			
Верхнеюдомская	52-119	30-504	10-60
Нижнеюдомская	48	37	7

Таблица 33

Среднее содержание свинца и цинка в породе и глинистом веществе месторождений Сардана и Уруй, г/т

Подсвита, пачка	Pb		Zn	
	порода	глинистое вещество	порода	глинистое вещество
Верхнеюдомская, V, VI, VII	47	40	710	240
	13	6	150	60
Нижнеюдомская, I, II, III, IV	5	4	74	57
	9	4	48	30

Примечание. Определение свинца и цинка проводилось методом количественного спектрального анализа для глинистого вещества - в ИГиГ СО АН СССР А.А. Алабиной, в породе - в лаборатории ЯГУ.

Таблица 34

Содержание меди и свинца в глинистых и песчано-алевритовых породах венда Белоруссии (по данным Е.Т. Ольховник, 1981), г/т

Серия	Свита	Cu	Pb
Валдайская	Котлинская	9-15	16-26
	Гдовская	14-25	20-30
	Лионезская	10-20	20-80
Волынская	Ратайчицкая	19-96	10-14
	Горбашевская	20	10
	Глуская	20-40	40-50
Вильчанская	Блонская	5	3

Таблица 35

Содержание свинца и цинка в породе и глинистом веществе месторождений Сардана, Уруй, г/т

Свита	Pb		Zn	
	порода	глинистое вещество	порода	глинистое вещество
Иниканская	100	5	1000	1000
Пестроцветная	31	9	530	120

Таблица 36

Максимальное содержание (г/т) меди, цинка, свинца в глинистом веществе верхнего палеозоя

Далдын-Алакитский район				Мало-Ботуобинский район			
Свита, подсвита	Cu	Zn	Pb	Свита	Cu	Zn	Pb
Конекская	80	227	35	Лапчанская	62	180	20
Нижнеайхальская	108	370	75	Ботуобинская	200	823	76
Верхнеайхальская	145	250	50	Боруллоуская	120	170	230
Ахтарандинская	102	94	33				
Боруллоуская	96	500	28				

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика разрезов протерозоя и состав глинистого вещества	5
Глава II. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика разрезов фанерозоя и состав глинистого вещества	42
Глава III. Эволюция состава глинистого вещества и условий глинообразования	73
Глава IV. Глинистое вещество в осадочном рудогенезе (на примере меди, цинка и свинца)	127
Заключение	167
Приложение	185

Елизавета Петровна Акулышина

ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО И ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства А.Ю. Степанова, Г.А. Есева

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Е.Ф. Гришин

Технический редактор Н.М. Остроумова

Корректоры В.В. Игнатьева, В.В. Борисова

ИБ № 23680

Сдано в набор 11.03.85 . Подписано к печати 07.06.85. МН - 01549.
Формат 70x100 1/16 Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 20,2. Усл. кр.-отт. 20,5. Уч.-изд. л. 20.
Тираж 750 экз. Заказ № 734. Цена 3р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск, 77,
Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Сейсмические свойства скальных грунтов/В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, Ф.И. Иванов, В.А. Потапов. - 10 л.

Рассмотрены физические и сейсмические свойства талых и мерзлых скальных грунтов. Изучены пределы изменения сейсмических свойств скальных пород в зависимости от физического состояния и их распределения в пространстве. Проанализировано влияние локальных и глубинных неоднородностей земной коры на динамические характеристики землетрясений. Рассмотрена проблема выбора и оценки эталонных грунтов и инженерной сейсмологии.

Для специалистов в области геофизики, инженерной сейсмологии, проектирования и строительства сооружений в сейсмоопасных зонах.

Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн/Г.В. Роганов, Л.П. Соколов, С.Я. Мельник, Г.Б. Балданов. - 15 л.

Охарактеризованы геологическое строение и фосфоритоносность Удско-Шантарского бассейна, уникального по своей тектонической природе и разнообразию литологических типов фосфоритов и вмещающих их пород. Разработаны классификации фосфоритов на литологической и технологической основах, охарактеризован вещественный состав выделенных типов руд. Проанализированы стратиграфические, литологические, палеогеографические, палеотектонические закономерности размещения фосфоритов и геолого-генетические условия их образования.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением, поисками и прогнозированием месторождений фосфоритов и других осадочных полезных ископаемых.

Семущин В.Н. Рентгенографический определитель цеолитов. - 11 л.

В монографии собраны и систематизированы рентгенографические порошковые данные, сведения о параметрах ячейки, составе и других характеристиках минералов класса цеолитов и их синтетических аналогов. Приведена современная минералогическая классификация цеолитов, кратко рассматриваются элементы структуры, демонстрируется зависимость между параметрами элементарной ячейки и содержанием некоторых компонентов состава.

Для геологов, минералогов, сотрудников рентгеновских лабораторий, химиков, геохимиков, технологов и других специалистов, изучающих цеолиты.

На примере железорудных колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых, золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений рассмотрены физико-химические и минерало-геохимические особенности процессов рудообразования. Приведены результаты расчетов и модельных построений, позволяющие оценить условия отделения летучих от магматических расплавов и роль магматогенных восстановленных флюидов в гидротермальном рудообразовании.

Для специалистов в области рудных месторождений, металлогении и геохимии.

Для получения книг почтой
заказы направляйте по адресу:
630090, Новосибирск, 90, Академгородок,
Морской проспект, 22 ("Книга почтой").

ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСАМ:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140
320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
420043 Казань, ул. Достоевского, 53
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О,9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 19а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
142284 Протвино, Московской обл., "Академкнига"
142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87