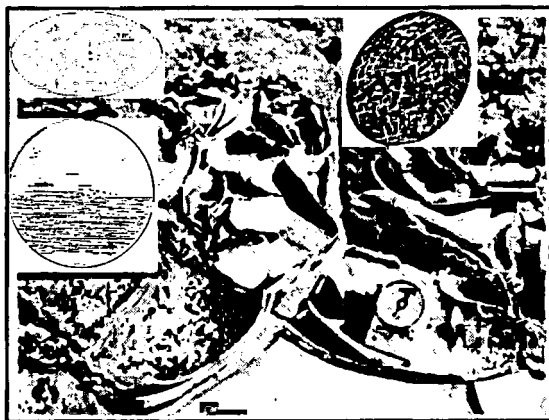


**Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии**

**Уфимский научный центр
Институт геологии**

**А.В. Маслов
Э.З. Гареев
М.Т. Крупенин
И.Г. Демчук**

**ТОНКАЯ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКА
В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОМ РАЗРЕЗЕ
БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
(к реконструкции условий формирования)**



**Екатеринбург
1999**

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии
Уфимский научный центр
Институт геологии

А.В. Маслов
Э.З. Гареев
М.Т. Крупенин
И.Г. Демчук

**ТОНКАЯ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКА
В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОМ РАЗРЕЗЕ
БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
(к реконструкции условий формирования)**

**Екатеринбург
1999**

УДК 551.82:552.52(470.55/.58)

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. ТОНКАЯ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКА В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОМ РАЗРЕЗЕ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999. 324 с.

ISBN 5-7691-0980-7

В монографии применительно к верхнедокембрийскому разрезу Южного Урала рассмотрены индикационные возможности глинистых минералов и пород для реконструкции палеоклиматических особенностей седиментогенеза. Суммированы данные о вещественном составе глинистых сланцев большинства литостратиграфических уровней типового разреза рифея и ашинской серии венда. Приведены результаты реконструкции исходного состава поступающей в седиментационные бассейны рифея тонкой алюмосиликокластики. Значительное место уделено анализу зрелости пелитового материала и расшифровке палеоклиматических обстановок на основе рассмотрения особенностей изменения ряда петрохимических модулей (гидролизатный, алюмокремниевый, натриевый, индекс CIA и др.) в глинистых сланцах из конкретных послойно опробованных разрезов бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий. Оценены основные тенденции эволюции палеоклимата в областях сноса и показано, что в раннем рифее имел место сдвиг палеоклиматических обстановок от аридных к гумидным при параллельном увеличении степени зрелости поступающей с палеоводосборов тонкой алюмосиликокластики. В начале среднего рифея происходило постепенное вызревание материала в источниках сноса в условиях климата, близкого к гумидному, в конце юрматиния климат стал близок к семиаридному. Сходные обстановки в областях сноса существовали и в позднем рифее.

Монография рассчитана на геологов широкого профиля, литологов, седиментологов, исследователей, специализирующихся на изучении верхнедокембрийских осадочных ассоциаций.

Отв. редактор д.г.-м.н. Г.А. Мизенс

Рецензенты д.г.-м.н. Л.В. Анфимов, к.г.-м.н. Н.И. Кагарманова

ISBN 5-7691-0980-7

М $\frac{\text{ПРП} - 1999 - 110(99) - 196}{8\text{П } 6(03) - 1998}$ БО

© А.В. Маслов, Э.З. Гареев,
М.Т. Крупенин, И.Г. Демчук
© ИГиГ УрО РАН
© ИГ УфНЦ РАН
© Е.А. Маслова композиция на обложке

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. ИНДИКАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД В РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА: общие представления.....	10
Глава 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КАРКАС ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НЕМ ГЛИНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ.....	41
Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (данные петрографических и рентгеноструктурных исследований).....	60
Глава 4. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСХОДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ИХ СОВРЕМЕННОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА.....	95
Глава 5. ЗРЕЛОСТЬ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ И ПАЛЕОКЛИМАТ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ	121
5.1. Ранее существовавшие представления.....	121
5.2. Общие особенности эволюции зрелости пород и палеоклимата по данным изучения среднего химического состава глинистых сланцев.....	124
5.2.1. Вариации зрелости тонкой алюмосиликокластической взвеси, поступавшей в области седиментации.....	125
5.2.2. Вариации климатических обстановок.....	131
5.3. Вариации степени зрелости тонкой алюмосиликокластики и палеоклимата позднего докембрия по данным изучения конретных разрезов	134

5.3.1. Ранний рифей.....	135
5.3.2. Средний рифей.....	159
5.3.3. Поздний рифей.....	175
5.3.4. Венд.....	228

Глава 6. ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕО- КЛИМАТА ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ АССО- ЦИАЦИЙ	239
--	-----

Глава 7. СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ТОНКОЙ АЛЮМОСИ- ЛИКОКЛАСТИКИ НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ, ПУТЯХ МИГРА- ЦИИ И В БАССЕЙНАХ СЕДИМЕНТАЦИИ: к построению рабо- чих моделей.....	253
---	-----

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	270
-----------------	-----

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	276
------------------------	-----

ПРИЛОЖЕНИЕ. Таблицы химического состава глинистых сланцев	287
--	-----

«... палеоклиматические интерпретации базируются на серии крупных допущений, многие из которых к тому же достаточно ограничены ...»

A. Singer [1984]

«Глины - один из основных документов климата и климатической зональности».

В.Т. Фролов [1993]

ВВЕДЕНИЕ

Палеоклимат является одним из нескольких формациеобразующих факторов (по П.П. Тимофееву), определяющих общий облик осадочных ассоциаций. Учет его необходим при реконструкции основных черт формирования как фанерозойских, так и позднедокембрийских седиментационных бассейнов, между тем расшифровка климатических обстановок формирования рифейских, как и более древних, отложений сталкивается со многими трудностями. Это связано прежде всего с нерешенностью до настоящего времени принципиальных вопросов о типе и характере атмосферы и гидросферы, экзогенных процессов, седиментационных систем и осадочных бассейнов докембрия, в том числе и позднего.

Геологические комплексы-индикаторы климатических обстановок прошлого фиксируют обобщенную информацию о всех климатических параметрах, существовавших на той или иной территории [Ясаманов, 1985]. Наиболее быстро на смену климата реагирует органический мир; литологические и геохимические показатели более консервативны, изменчивость их имеет определенное “запаздывание”. Те или иные осадочные породы как непосредственные индикаторы климата могут рассматриваться только с большой осторожностью. Широкие пределы вариаций обстановок их формирования (и дискуссионность надежности определения многих из них) часто не позволяют прийти к однозначным выводам. Для достоверной реконструкции древних климатических обстановок необходима увязка литологических, геохимических и других, по преимуществу косвенных, данных [Синицын, 1967; Казанский, 1969; Казанский и др., 1990; Ясаманов, 1985, 1986].

Считается [Ясаманов, 1985; и др.], что более или менее определенно на климатические обстановки указывают следующие осадочные породы. Для *жаркого аридного*¹ климата это соли, гипсы, ангидриты и “первично-седиментационные” доломиты; для *гумидного* - горючие сланцы и угли. На *тропический влажный климат* указывают коры выветривания латеритного типа; его антипод *аридный тропический климат*, по-видимому, мог способствовать сохранению начальных продуктов вызревания обломочного материала (силикатов). Присутствие в разрезах полимиктовых и аркозовых песчаников предполагает, что климат на континенте мог быть *холодным аридным*, а расчлененность рельефа достаточно большой. Наличие глауконита в осадках свидетельствует о формировании их в условиях *теплого климата* (климатический оптимум И.В. Николаевой [1981]). Карбонатно-сульфатные осадочные ассоциации являются индикаторами *аридного* седиментогенеза и т.д.

По мнению ряда авторов [Негруца, 1985; и др.], сходство большинства морфогенетических характеристик докембрийских и фанерозойских осадочных пород позволяет более или менее достоверно реконструировать климатические параметры процессов осадконакопления. Обобщение данных по типам ритмичности и цикличности осадочных и вулканогенно-осадочных последовательностей, формам осадочных тел и пространственным взаимоотношениям различных типов пород, типам слоистости, поверхностным текстурам и ряду других признаков привело Т.Ф. Негруца к выводу о том, что начиная по крайней мере с 3.5-3.8 млрд. лет тому назад действовали “обычные” экзо- и эндогенные процессы и, следовательно, сопоставление докембрийских осадочных ассоциаций с фа-

¹ Однако еще Э.Д. Макки [1968] отметил, что термины “аридный” и “жаркий” климат не являются синонимами. По его данным, рассматриваемые обычно многими авторами в качестве индикаторов аридного климата красноцветные отложения сами по себе, по всей видимости, не указывают на определенные климатические обстановки формирования исходных осадков, т.к. для их появления и сохранения в разрезах необходимы, во-первых, окислительные условия и, во-вторых, достаточное количество гематита. Более важным свидетельством аридного климата представляются Э.Д. Макки первично-седиментационные доломиты, т.к. они непосредственно указывают на условия повышенной солсности в бассейнах осадконакопления. В то же время “... отсутствие доломитов вовсе не означает, что климат не был аридным”.

нерозойскими типами климатических формаций В.М. Синицына и Н.А. Ясаманова вполне приемлемо и корректно.

Обращаясь с этих позиций к рассмотрению особенностей климата, запечатленных в осадочных ассоциациях верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, формирование которых происходило на протяжении почти 1.1 млрд. лет геологической истории, мы видим отсутствие большинства из перечисленных выше литоклиматических индикаторов - солей, ангидритов, гипсов, перетолженных продуктов кор выветривания и т.п. Напротив, широким развитием здесь пользуются доломитовые карбонатные последовательности, присутствуют кварцевые и аркозовые песчаники, а также кварц-глауконитовые ассоциации [Стратотип рифея..., 1983; Гареев, 1989; Маслов, 1993, 19976]. Наличие их на разных уровнях типового разреза предполагает неоднократное чередование эпох жаркого и холодного аридного, а также жаркого гумидного (с интенсивным химическим выветриванием на палеоводосборах) и теплого влажного климата. Однако многие из указанных “индикаторов палеоклимата” допускают возможность и иного толкования. Наиболее отчетливо это видно на примере мономиктовых кварцевых песчаников, характерных для разрезов зигальгинской свиты юрматинской серии (средний рифей) и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты каратауской серии (верхний рифей). Большинство исследователей они традиционно рассматриваются как свидетельство поступления в бассейны осадконакопления продуктов интенсивного химического выветривания, происходившего в условиях теплого гумидного климата [Гарань, 1946; Олли, 1948; Геология и палеогеография..., 1977; Маслов, 1988а; Гареев, 1989]. В последние годы высказано, однако, мнение о формировании их преимущественно за счет размыва обогащенных кварцем метаосадочных (?) пород [Анфимов и др., 1995]².

Неопределенность многих литологических критериев заставляет исследователей использовать для реконструкции палеоклима-

² Это предположение косвенным образом перекликается, на наш взгляд, с представлениями Б.М. Михайлова [1991] о господстве в разрезах докембрия гидротермально-осадочных кварцитов, являвшихся, по его мнению, основными поставщиками кварца для более молодых образований.

тических параметров петрогеохимические методы, хотя сами по себе последние также часто дают достаточно многовариантные модели. Подробный анализ истории данного вопроса применительно к эталонному разрезу рифея сделан Э.З. Гареевым [1989]. В настоящей работе мы рассматриваем петрогеохимические данные о зрелости поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики, отражающие, хотя в значительной мере и косвенно, интегральные особенности процессов выветривания на палеоводосборах. Впервые на основе использования индекса химического выветривания *CIA* [Nesbitt, Young, 1982] более точно оцениваются палеоклиматические обстановки осадконакопления. Естественно, что не на все поднятые в работе вопросы получены одинаково удовлетворяющие нас ответы.

В монографии использованы региональные банки петрогеохимической информации о составе глинистых пород эталонного разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория, собранные в Институте геологии Уфимского научного центра РАН (Э.З. Гареев) и Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН (А.В. Маслов и М.Т. Крупенин), а также банк литолого-стратиграфических данных по стратотипической местности рифея [Маслов, Крупенин, 1991].

Введение, главы 2 и 6 и заключение написаны А.В. Масловым, глава 1 - А.В. Масловым и М.Т. Крупениным, глава 3 - А.В. Масловым, М.Т. Крупениным и И.Г. Демчук, глава 4 - А.В. Масловым, Э.З. Гареевым и М.Т. Крупениным. Авторами главы 5 являются А.В. Маслов и Э.З. Гареев, главы 7 - А.В. Маслов, М.Т. Крупенин и И.Г. Демчук.

Авторы выражают свою признательность Г.А. Мизенсу, Л.В. Анфимову, В.И. Копорулину, И.М. Горохову, Н.И. Кагармановой, В.Н. Подковырову и А.Б. Кузнецову, взявшим на себя нелегкий труд по редактированию и рецензированию всей работы, а также просмотру отдельных глав монографии, что в значительной степени способствовало ее улучшению.

Неоценимая техническая поддержка была оказана авторам при подготовке иллюстраций и текста рукописи, а также оригинал-

макета книги С.В. Верхоглядовой, Н.В. Гладышевой, Г.Р. Мальцевым и С.В. Колотовым.

Исследования по данной теме проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-65107). Публикация монографии осуществлена при финансовой поддержке РФФИ и Академии наук Республики Башкортостан.

ИНДИКАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД В РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА: общие представления

Глинистые минералы являются, как известно, одними из наиболее важных индикаторов осадочного процесса, дающих возможность реконструкции физико-химических обстановок среды осадконакопления в различных типах седиментационных бассейнов [Верзилин, 1975; Коссовская, 1980; Гольберт, 1984, 1987; Дриц, Коссовская, 1991; и др.]. При благоприятном стечении обстоятельств расшифровка истории их эволюции позволяет также реконструировать последовательные изменения Р-Т-условий на дометаморфической и собственно метаморфической стадиях [Коссовская, 1980].

Вопросы формирования тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах, изменения или неизменения ее минералогического и химического состава при транспортировке, диа-, ката- и метатгенезе являются принципиальными для рассматриваемых в нашей работе проблем, поэтому мы постарались предпослать анализу фактического материала рассмотрение взглядов и представлений известных отечественных и иностранных специалистов в области изучения глин и глинистых пород, не претендуя, конечно, на абсолютную полноту изложения материала.

Рассматривая классификацию глинистых пород, Н.В. Логвиненко [1984, стр. 152] выделяет среди них две подгруппы. К первой им отнесены глины, а ко второй - аргиллиты и глинистые сланцы. Породы второй группы определяются в одном случае как *“... сцементированные и метаморфизованные породы, плотные, с незначительной пористостью ... плохо размокающие или не размокающие в воде и не обладающие пластичностью”*, а в другом к данной характеристике добавляется замечание о наличии сланцеватости, что позволяет им *“... легко раскалываться на тонкие плитки тол-*

щиной в несколько миллиметров". По происхождению все глинистые породы автор подразделяет на обломочные и химические, а по обстановкам накопления выделяет морские, лагунные, дельтовые, озерные, речные, водно-ледниковые и элювиальные. Обломочные глины - суть продукты разрушения и перемещения образований кор выветривания, а также более древних осадочных пород. Хемогенные глины формируются, по представлениям Н.В. Логвиненко, в результате "... химического выветривания кристаллических пород"³.

По данным автора, метакатенез "... представляет собой глубокие *структурно-минералогические преобразования пород ...*" (разрядка и выделение наши - *А.М. и др.*), т.е. и в данном случае, как и при рассмотрении процессов катагенеза, речь в принципе не идет о каких-либо существенных изменениях исходного химического состава глинистых пород.

Разрабатывая глобальную схему образования глинистых минералов, Д.Д. Котельников и А.И. Конюхов [1986, стр. 3] основывались на нескольких принципах, из которых наиболее важными нам представляются следующие: "... 1) *унаследованности структурных особенностей глинистых минералов в процессе накопления осадков и последующем изменении сформировавшихся из них пород, а также, в определенной степени, первичных условий среды осадконакопления и протекающих при этом процессов на различных этапах литогенеза; 2) тенденции к структурной упорядоченности минералов при возникновении их в оптимальных термобарических и геохимических условиях ...*". Авторами показано [Котельников, Конюхов, 1986, стр. 120], что в гумидном климатическом поясе, где основными агентами транспортировки продуктов выветривания с водосборов в области осадконакопления выступают реки, в твердом стоке с континентов преобладает "... *материал пелитовой размерности, имеющий, как правило, глинистую природу*". Преобладающими на путях переноса являются процессы механического измельчения и некоторой (начальной) деградации глинистых ми-

³ На наш взгляд, однако, какой-либо существенной разницы между обломочными и хемогенными глинами в такой их трактовке нет, т.к. коры выветривания на кристаллических породах (хемогенные глины) вполне подвержены прееотложению и разрушению, т.е. совершенно без каких-либо затруднений могут быть трансформированы в глины обломочные.

нералов. Особо также отмечено, что в стратисфере значительный объем “древних толиц”⁴ представлен морскими отложениями.

Выполненное Д.Д. Котельниковым и А.И. Конюховым обобщение материалов о генезисе, особенностях транспортировки, седиментации и преобразования глинистых минералов в различных обстановках (климатических, тектонических, палеогеографических и др.) и типах бассейнов показало, что существует ряд факторов, контролирующих особенности распределения глинистых минералов и пород в осадочном чехле. Первым и самым главным фактором является “... характер выветривания в определенных климатических условиях пород с учетом тектонического положения области сноса ... Так, с гумидным, особенно тропическим, климатом связаны максимальные объемы образования на неплененизированных территориях глинистого элювия, тогда как аридные и тем более нивальные климатические условия не способствуют формированию указанных продуктов ... Особенностью минералообразования в условиях гумидного климата является преобладание среди них диоктаэдрических разновидностей слоистых силикатов. ... аридный климат определяет образование на континенте лишь минералов слоисто-цепочечного типа. ... ледовый литогенез связан главным образом с физическим разрушением исходных пород”. Весьма существенную роль играет также гидрохимический тип конечного водоема стока (второй фактор), так как он определяет направленность процессов преобразования аллотигенных глинистых минералов (деградация, аргадация) и характер собственно аутигенеза. Третьим фактором (главным образом для процессов аутигенеза) является, по представлениям указанных авторов, степень проницаемости пород.

Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1987, стр. 14] относят глинистые осадки и породы к категории терригенных, т.к., по их мнению, “... обломочные - терригенные глины гораздо шире распространены, чем аутигенные глины”. Авторы подробно характеризуют физико-химические и термодинамические условия различных

⁴ Термин этот авторы используют сугубо для разграничения современных и древних отложений, не вкладывая в него какого-либо иного смысла.

стадий формирования осадочных пород (седиментогенез, диагенез, ката- и метагенез), но не останавливаются особо на вопросе сохранения или же существенной трансформации исходного химического состава глинистых пород на указанных стадиях. Исходя из резюме авторов [Логвиненко, Орлова, 1987] относительно направленности процессов преобразования минералов в осадочном процессе (преобладание в катагенезе явлений перехода катионов в раствор - деградация, а в позднем катагенезе и метагенезе - привнос и закрепление в кристаллических решетках тех же катионов - аградация), можно прийти к выводу об относительно небольших в масштабах осадочных толщ изменениях валового химического состава пород на дометаморфической стадии вообще.

Рассматривая историческую эволюцию глинистых пород, В.Т. Фролов [1993] выделяет для них ряд стадий, на каждой из которых петрографические их свойства существенно различны. В порядке возрастания степени измененности это: илы глинистые, глины, аргиллиты и глинистые сланцы. Последние определены В.Т. Фроловым как не размокающие в воде породы с вторичной сланцеватой текстурой и лепидобластовой структурой.

Основными источниками вещества для формирования глинистых толщ выступают, по В.Т. Фролову, силикатные породы, подвергшиеся выветриванию на континентах, а также ранее накопленные глинистые образования. Собственно глинистые минералы подразделяются автором на синтезированные из природных растворов¹, метасоматические - результат твердофазного преобразования силикатных минералов в гипергенных и приповерхностных условиях, и трансформационные. Последние формируются как в процессе выветривания, почвообразования и транспортировки (деградация), так и на стадиях ката- и метагенеза (аградация). В количественном соотношении объемы формирующихся в природе трансформационных минералов существенно меньше, нежели объем метасоматических глинистых минералов [Фролов, 1993]. Из всего

¹ Так как синтез минералов из растворов – процесс весьма медленный, то реально сформированные синтетические глинистые минералы встречаются в природе, по данным В.Т. Фролова, в виде тонких линз, прослоек и гнезд.

сказанного можно сделать вполне определенный вывод о значительном преобладании среди глинистых минералов тех из них, что формируются на стадии выветривания на палеоводосборах.

По способам формирования глинистых пород В.Т. Фролов выделяет элювиальные, хемоседиментогенные, механогенные, гидротермальные и интракратальные глины. Первые составляют собственно коры выветривания, вторые встречаются довольно редко и преимущественно в виде маломощных прослоев, линз, гнезд и т.п. Существенной роли в разрезах морских терригенных толщ, как и глинистые породы первого генетического типа, они не играют⁶. Наиболее широко в разрезах стратисферы развиты механогенные глины, образование которых происходит *“... в результате переложения всех других глинистых, обломочных и метаморфических слюдястых пород ...”* [Фролов, 1993, стр. 306].

Многие глины, как считает В.Т. Фролов [1993, стр. 311], имеют *“... аллотигенную природу, в чем они аналогичны обломочным породам: они формировались из переложенного и смешанного в путях миграции уже “обломочного” глинистого материала, который неравновесен с условиями места седиментации и, следовательно, не может использоваться для их восстановления. Но как терригенные минералы они документируют петрофонд и климат областей размыва на суше ... дополняя данные по обломочным компонентам”*.

Из всего сказанного выше и с учетом наших собственных данных по фациально-палеогеографическим реконструкциям условий формирования рифейско-вендских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория [Гареев, 1989 и др.; Крупенин, 1983, 1987, 1999; Маслов, 1988а, 1993, 1997а, б; Маслов и др., 1998] можно заключить, что в рассматриваемых в данной работе последовательностях преобладают механогенные, в понимании В.Т. Фролова, глины, накапливавшиеся преимущественно в прибрежно- и мелководно-морских обстановках интракратонных и перикратонных водоемов. Основную роль в глинистых породах верхнего докемб-

⁶ Это же можно сказать, по всей видимости, и о гидротермальных, золовых, биогенно-механогенных и других типах глин.

рия Башкирского мегантиклинория играют, таким образом, глинистые минералы, поступавшие вместе с приносившимися в бассейн более крупными обломочными компонентами и несущие определенные интегральные характеристики процессов выветривания на палеоводосборах (как климата, так и степени зрелости тонкой алюмосиликокластики). Постседиментационные (дометаморфические) процессы, конечно, тем или иным образом изменили их первичный минеральный состав, структурные параметры самих минералов и структурно-текстурные особенности, однако общеизвестно, что масштабы стадияльных изменений "... по сравнению с гипергенезом и седиментогенезом *значительно меньше*" [Фролов, 1993, стр. 309]⁷. Представляется, что соответственно и масштабы изменения первичного химического состава глинистых пород на стадиях дометаморфического преобразования не являются столь существенными, чтобы принимать их во внимание при выбранном нами масштабе работ. Более того, сколько-нибудь корректной информации по этому вопросу применительно не только к отложениям верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, но и к отложениям другого возраста и других регионов все еще не получено. Исходя из этого мы в своей работе основывались на следующих посылах: 1) все или подавляющее большинство глинистых пород рифея и венда западного склона Южного Урала - суть механогенные отложения прибрежно- и мелководно-морского генезиса; 2) значительная или подавляющая часть глинистых минералов в них - это продукты привноса с палеоводосборов⁸ и большей или меньшей последующей дометаморфической трансформации без существенного (заметного, явного и т.п.) изменения валового химического состава пород; 3) существующие методы петрохимических реконструкций и анализа соотношений основных пороодообразующих окислов в валовых пробах, а также в тонкой фракции позволяют в выбранном нами масштабе исследований (анализ естественных разрезов мощностью от первых десятков до первых сотен метров) наметить те или иные достаточно общие тенденции изменения кли-

Разрядка и выделение наши - А М и др.

⁷ Нами допускается также присутствие среди них определенной, но скорей всего небольшой доли синтезированных глинистых минералов.

матических параметров на палеоводосборах и вариации степени зрелости тонкой алюмосиликоккластики, поступавшей в области седиментации. Так как до настоящего времени в опубликованной по глинистым образованиям верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория литературе нет доказательств иного, то мы считаем возможным рассматривать полученные нами выводы как вполне валидные.

При выветривании и преобразовании материнских пород в разных климатических обстановках в областях размыва формируется значительное количество глинистых минералов. Существенную роль в образовании их имеют также процессы, протекающие на путях переноса, в области седиментации и позднее, при погружении пород на те или иные глубины [Фациальные типы..., 1973; Котельников, Конюхов, 1986; Соколов, Холодов, 1993].

В данной главе предпринята попытка создания по литературным данным своеобразных идеальных рядов “латеральной” трансформации некоторых глинистых минералов в процессах транспортировки от областей сноса до конечных водоемов стока и “вертикального” преобразования их при последующем погружении осадочных толщ.

Известно, что глинистые минералы в морских осадках являются “... интегральными показателями климата” - седиментационные бассейны, как правило, получают терригенный материал с водосборов значительной площади и протяженности, что заставляет исследователей весьма осторожно относиться к глинистым минералам как к индикаторам того или иного типа климата [Singer, 1984].

В опубликованном в 1984 г. обзоре, посвященном интерпретации роли глинистых минералов как индикаторов палеоклимата, А. Сингер рассмотрел ряд аспектов применения данного метода и его возможности в целом. Уже во введении автором прямо отмечено, что палеоклиматические интерпретации (по глинистым минералам - А.М. и др.) базируются, как правило, на серии крупных допущений, многие из которых ограничены довольно узкими рамками.

В целом палеоклиматические реконструкции по данным о составе ассоциаций глинистых минералов основываются на том, что рассматриваемые образования: 1) имеют обломочную природу; 2) имели общий источник сноса; 3) поступали в бассейн из континентальных зон и представляют собой результат субаэрального выветривания⁹.

В Мировом океане в современную эпоху распределение глинистых минералов контролируется соотношением терригенного стока и процессами их новообразования. В океанах южного полушария наблюдаются значительные содержания смектита и филлипсита, что обусловлено повышенным приносом вулканогенного материала. В северном полушарии, где преобладает континентальный сток, более выражена среди глинистых минералов ведущая роль иллита по сравнению со смектитом (монтмориллонитом). Для высокоширотных зон характерна ассоциация иллита и хлорита. Последний выступает как наиболее стабильный продукт суровых климатических обстановок с преобладанием процессов физического выветривания [Bockheim, 1982; Campbell, Claridge, 1982]. Напротив, низкоширотные области, отличающиеся преобладанием в континентальных зонах интенсивных процессов химического выветривания и выщелачивания, характеризуются преимущественным развитием среди глинистых минералов каолинита, гиббсита и других подобных им минералов. В соответствии с описанным характером распределения глинистых минералов среди современных осадков океанов интерпретируются и особенности распределения их в керне скважин глубоководного бурения.

Процессы гидролиза в горизонтах кор выветривания и палеопочвах по-разному влияют на глинистые минералы. Хлорит и иллит, возникнув на начальных стадиях выветривания, могут исчезнуть в результате интенсивного гидролиза материнских пород.

⁹ Естественно при этом, что для крупных седиментационных бассейнов, тонкий алюмосиликокластический материал в которых мобилизуется с водосборов различного состава и входящих подчас в различных климатических зонах, общая информация о климате существенным образом усредняется. Глинистые минералы в почвах и корах выветривания чисто также адаптируются к меняющимся внешним условиям с соответствующим исчезновением характеристик предшествующих этапов.

Смектит и каолинит, напротив, при определенных условиях имеют в таких обстановках тенденцию к накоплению. Наличие смектита предполагает, что обстановки накопления осадков характеризовались чередованием влажных и засушливых (?) периодов, а значительное количество иллита и хлорита указывает на относительно холодный и сухой климат в областях сноса и преобладание процессов физического выветривания.

Уже упоминавшийся выше А. Сингер [Singer, 1984] проанализировал ряд работ по минералогии глинистых осадков конца кайнозоя и пришел к выводу, что большинство их авторов исходит из предположения, что для данного интервала геологической истории хлорит может рассматриваться как высокоширотный глинистый минерал, а каолинит – как низкоширотный. Однако в целом ряде случаев эти допущения неприемлемы. Например, существенное количество каолинита может поступать из более древних осадочных образований. Малая интенсивность химического выветривания в засушливых низкоширотных районах в ряде случаев приводит к появлению хлорита там, где, казалось бы, должен превалировать каолинит. На распределение по дну бассейнов хорошо и плохо окристаллизованного иллита влияют также придонные течения и ряд других факторов.

Рассматривая поведение глинистых минералов в ряду обстановок от континента до конечного водоема стока, А. Сингер [Singer, 1984] установил следующее. Разграничение в континентальных обстановках аутигенных и аллотигенных глинистых минералов базируется на ряде критериев (состав, структура, морфология и т.п.), ни один из которых не имеет решающего значения. Касаясь индикаторной роли палыгорскита и сепиолита для реконструкции палеоклимата, А. Сингер указал, что эти минералы формируются, как правило, в небольших и плохо дренируемых водоемах, расположенных в областях высоких температур и испытывающих недостаток осадков.

Транспортировка глинистых минералов из палеопочв и горизонтов кор выветривания в той или иной мере изменяет глинистые минералы и их ассоциации. Так, иллит имеет способность к селек-

тивному выносу из почв [Rhoton et al., 1979]. Каолинит активно удаляется посредством ветровой эрозии и т.д. Хлорит при транспортировке речными водами может претерпевать вынос межслоевого алюминия и поглощает калий, трансформируясь в иллит. В приповерхностных и поверхностных обстановках смектит преобразуется в смешанослойные образования типа хлорит-вермикулит.

Состав ассоциаций глинистых минералов в значительной мере зависит и от рельефа областей сноса. Климатическими индикаторами выступают в данном случае только те глинистые минералы, что транспортировались из низменных зон, где они *“... успели достигнуть определенного уровня зрелости и, следовательно, прийти к определенному равновесию со средой”*¹⁰. Исходя из сказанного выше А. Сингер отметил, что пространственно-временные ассоциации глинистых минералов могут быть, таким образом, не только результатом климатических вариаций, но и обусловлены морфологической эволюцией прибрежных и/или удаленных районов, флуктуациями уровня моря, перемешивания океанской воды течениями и ряда других, не имеющих прямой связи с климатом, факторов.

Размеры индивидуальных частиц глинистых минералов также играют существенную роль при образовании ассоциаций глинистых минералов в конечных водоемах стока. Небольшие по размерам частицы смектита накапливаются на больших расстояниях от источников сноса, нежели более крупные частицы каолинита [Gibbs, 1977]. Сортировка по размерности выражена также и в том, что в дистальных фациях илов содержится подчас больше иллита и смешанослойных образований, тогда как каолинит тяготеет к проксимальным образованиям. Размер осаждающихся в конечных водоемах стока частиц глинистых минералов зависит и от индивидуальных особенностей флокуляции. Например, в ряду иллит-каолинит-смектит стабильность к флокуляции снижается от иллита к смектиту.

Х. Чафетс [Chafetz, 1980] отметил, что преобладание в осадочной летописи морских образований позволяет реконструировать

¹⁰ Ассоциации глинистых минералов, поступавших из областей теплого гумидного климата, но располагавшихся в высокогорных зонах и подверженных вследствие этого интенсивной эрозии, могут быть похожи в таких случаях на ассоциации холодного и сухого климата.

палеоклимат эпох осадконакопления лишь более или менее условно. Наложенные диа- и эпигенетические процессы в значительной мере стирают первичные индикаторы климата, и только в ряде случаев использование главным образом некоторых петрографических критериев позволяет реконструировать исходные обстановки накопления осадков.

Попытаемся теперь, используя приведенные выше и другие данные, в самом общем виде представить эволюцию глинистых минералов в разных климатических обстановках от этапа их образования на водосборных пространствах через процессы транспортировки и седиментации до постседиментационных преобразований.

Хорошо известно, что в кислой среде в условиях *гумидного климата* в корях выветривания происходит интенсивный вынос легкорастворимых соединений, заметно меняется состав пород, происходит интенсивное разложение полевых шпатов и темноцветных минералов. Одним из основных глинистых минералов, синтезирующихся в подобных условиях в корях выветривания по кислым породам, является каолинит [Фациальные типы..., 1973; Гольберт, 1973; и др.].

Как отмечено многими исследователями [Верзилин, 1975; Котельников, Конюхов, 1986; Гольберт, 1987; и др.], каолинит устойчив только в континентальных пресноводных обстановках, являясь одним из преобладающих тонкодисперсных минералов дельювиально-аллювиальных, озерных и дельтовых отложений. Существенную роль играет он и среди осадков опресненных лагун.

При транспортировке каолинита в континентальных обстановках наблюдается частичное расслоение его микроблоков и разрушение их вплоть до элементарных слоев¹¹ [Котельников, Конюхов, 1986].

Попадая в щелочную среду морского бассейна, каолинит практически полностью разрушается, однако в прибрежных относитель-

¹¹ По данным Н.Н. Верзилина [1986], глинистые минералы в речном стоке представлены, как правило, полиминеральными смесями и не имеют *простых связей* с климатом. Исходя из известных данных о четкой связи в разрезах состава глинистых минералов с климатом, частых значительных колебаниях соотношения их в рядом расположенных пластах, наличии прослоев мономинеральных глин и т.п., Н.Н. Верзилин сделал вывод о преимущественно аутигенном характере их в осадках конечных водоемов стока.

но опресненных зонах морских бассейнов он демонстрирует иногда значительную устойчивость [Котельников, Конюхов, 1986]. Конечным результатом всех этих процессов является относительное увеличение роли гидрослюдов в отложениях удаленных участков морских бассейнов [Верзилин, 1975].

В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской [1991] весьма наглядно показан процесс преобразования в гумидных обстановках биотита кристаллических пород. Присущие последним чешуйки биотита подвергаются вначале интенсивным деформациям, затем разбухают и расщепляются на отдельные пластинки и/или волокна и в конечном итоге либо аморфизуются, переходят в смешанослойные образования или иллит. В дальнейшем реликты биотита замещаются чередующимися тем или иным образом пластинками (волокнами) хлорита и диоктаэдрических слюд. В морских обстановках по биотиту может образовываться глауконит. В подавляющем же числе случаев последний синтезируется из растворов на границе восстановительной и окислительной сред; появление его в отложениях в значительном количестве знаменует, как правило, периоды нарастания трансгрессий.

Для гумидных обстановок седиментации весьма типичны также в том или ином количестве магнезиально-железистые и железистые хлориты и гидрослюда [Фациальные типы ..., 1973].

Прослеживая характер "латеральной" трансформации глинистых минералов в гумидном климате от аллювиально-дельтовых осадков до мелководно- и умеренно-глубоководных обстановок, можно видеть, таким образом, смену гидрослюдисто-каолинитовой их ассоциации с той или иной долей монтмориллонита, хлорита и смешанослойных образований другой, в составе которой преобладают гидрослюда, в том числе и аградирующая, хлорит, смешанослойные компоненты, монтмориллонит и появляется глауконит.

При погружении осадочных толщ континентального генезиса каолинит устойчив вплоть до стадии позднего катагенеза [Котельников, Конюхов, 1986]. В морских (прибрежно-морских) отложениях каолинит в процессе постседиментационных трансформаций разрушается и переходит, по всей видимости, через смешано-

слоистые образования типа монтмориллонит-гидрослюда в слюди-
стые минералы, преимущественно в гидрослюда и реже в хлорит.
Параллельно этому, как отмечалось выше, деградированные гид-
рослюды испытывают постепенное уменьшение числа разбухаю-
щих слоев и в позднем катагенезе число их в структуре не превы-
шает 5-20%. Аллотигенный хлорит, напротив, не испытывает су-
щественных трансформаций на всех этапах постседиментационных
преобразования пород [Котельников, Конюхов, 1986].

По данным А.Г. Коссовской [1980], на ранних стадиях преоб-
разования сформированных в условиях гумидного климата осадоч-
ных толщ (зона начального эпигенеза) иллиты и железистые их
разновидности, Al-гидрослюды, а также глауконит представлены
политипными модификациями $1M_0$ и $1M$. В зоне глубинного эпиге-
неза структуры этих же тонкодисперсных силикатов представлены
более упорядоченными разновидностями, имеющими структуры
политипов $1M$ и $2M_1$.

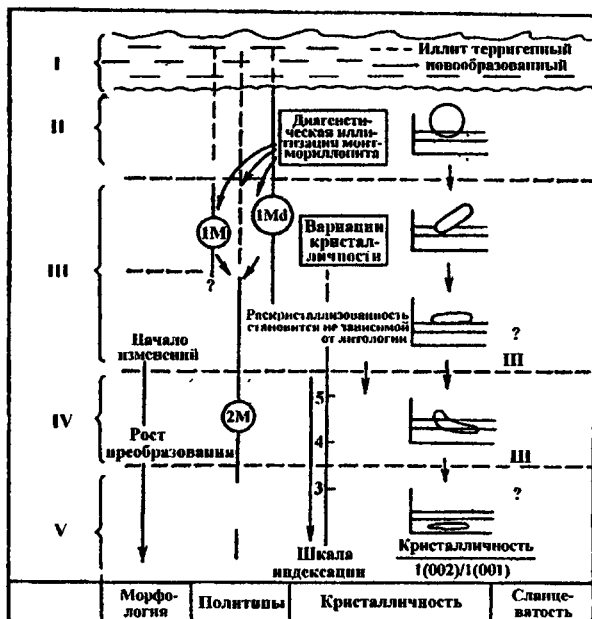
В песчано-алевритовых породах, проницаемых в значитель-
но большей мере, нежели первично глинистые накопления, транс-
формация глинистых минералов постседиментационными процес-
сами определяется также и гидрохимическими параметрами. Как
показано Д.Д. Котельниковым и А.И. Конюховым [1986], наиболее
близкими по своим параметрам к глинистым минералам стадии се-
диментогенеза являются здесь глинистые минералы из непроница-
емых пород, в которых происходит консервация седиментоген-
ных вод.

По данным Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987], каоли-
нит в процессе погружения осадочных толщ последовательно пре-
образуется в гидрослюды мусковитового или парагонитового ряда,
а впоследствии в мусковит и парагонит. Аутигенные гидрослюды
 $1M$ трансформируются в гидрослюды $2M_1$ и далее в мусковит и/
или парагонит. Ряд изменения диоктаэдрического монтмориллони-
та может быть представлен следующим образом: монтмориллонит
 $\rightarrow$ гидрослюда $2M_1^{12} \rightarrow$ серицит $\rightarrow$ мусковит. Для триоктаэдричес-
кого монтмориллонита при привносе магния и железа предполага-

¹² Мы включаем в этот ряд и смешанослойные образования.

Рис. 1. Эволюция гидрослюд в процессе погружения осадочных толщ, по данным Г. Дуанье де Сегонзака (заимствовано из работы [Логвиненко, Орлова, 1987]).

I – седиментогенез; II – ранний диагенез; III – поздний диагенез; IV – анхизона; V – эпизона



ется преобразование через смешанослойные фазы в хлорит и стильпномелан. Для хлоритов типична смена политипов: от Ib, 7 *анг* через Ib, 14 *анг*, $\beta=90^\circ$ к IIb, 14 *анг*, $\beta=97^\circ$.

Графически изменения основных глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, гидрослюд и др.) показаны в конце 60-х гг. Г. Дуанье де Сегонзаком на примере фанерозойских осадочных последовательностей (рис. 1-3), однако им исследовано в основном поведение минералов в процессах литогенеза, тогда как трансформации их на путях переноса в различных климатических обстановках остались за рамками анализа.

В обобщенном схематическом виде “латеральный” и “вертикальный” ряды трансформации глинистых минералов в условиях гумидного климата показаны на рис. 4.

В *аридном климате* в континентальных обстановках выветривание материнских пород происходит преимущественно в щелочной среде. При этом в сухом и полусухом умеренном или теплом климате в корях выветривания по основным породам

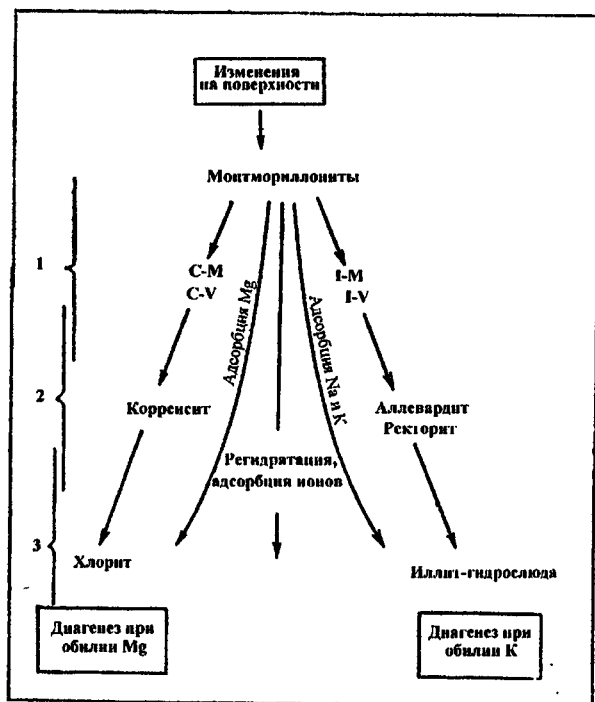


Рис. 2. Характер изменения при процессах погружения смешанослойных минералов, по данным Г. Дуанье де Сегонзака (заимствовано из работы [Логвиненко, Орлова, 1987]).

Минералы:
1 – смешанослойные неупорядоченные;
2 – смешанослойные упорядоченные; 3 – простые упорядоченные; С – корренсит; V – вермикулит; I – иллит; М – монтмориллонит

происходит синтез Mg-хлоритов, а в условиях собственно аридного и полуаридного климата в конечных водоемах стока (морских и/или осолоненных), для которых типичны щелочная среда и значительные концентрации катионов, формируются палыгорскит и сепиолит [Фациальные типы..., 1973]. В щелочной среде, в которой в существенных количествах присутствуют основания и магний, а ионов калия почти нет, формируется также монтмориллонит. Особенно благоприятны для синтеза монтмориллонита коры выветривания по основным породам, образованные в условиях сухого и полусухого умеренного или теплого климата. Монтмориллонит характерен в аридных обстановках также для морских отложений. Незначительная часть его возникает за счет трансформации пеплового материала [Лисицын, 1991]. По данным Д.Д. Котельникова и А.И. Конюхова [1986], низкая устойчивость монтмориллонита к об-

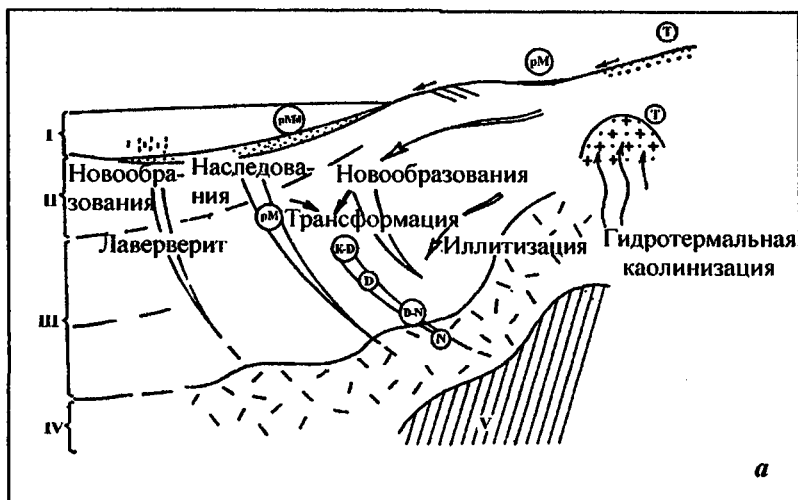


Рис. 3. Изменение в процессах транспортировки и погружения минералов группы каолинита (а) и монтмориллонитов (б), по данным Г. Дуанье де Сегонзака (заимствовано из работы [Логвиненко, Орлова, 1987]).

K – каолинит; D – диксит; N – накрит; pM – псевдомоноклинные; pMd – беспорядоченные; T – триклинные; 1 – деградация; 2 – дегидратация; 3 – аграция. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

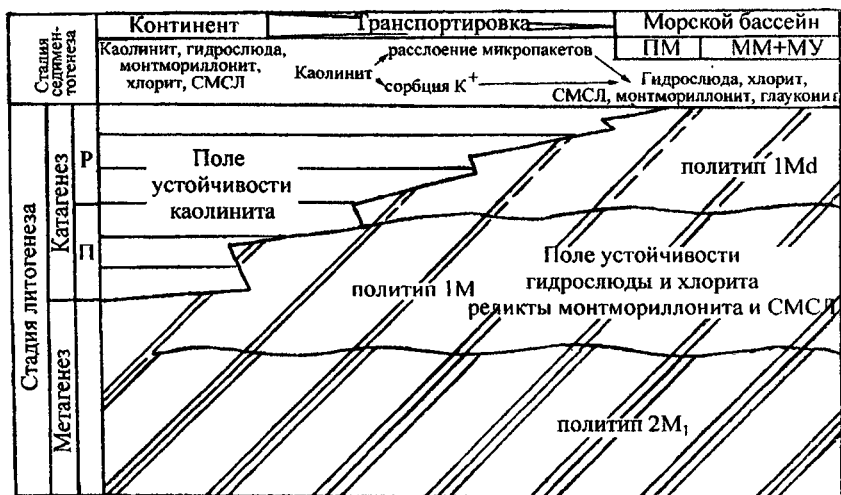


Рис. 4. Идеализированный профиль изменения состава глинистых минералов в условиях гумидного климата от континентальных обстановок к морским и при погружении отложений на значительные глубины, по данным, приведенным в работах [Коссовская, 1966, 1980 и др.; Котельников, Конюхов, 1986; Гольберт, 1987; Дриц, Коссовская, 1991; и др.].

СМСЛ - смешанослойные образования, ПМ - прибрежноморская зона, ММ+МУ - внутренний и внешний шельф

разованию агрегатов в соленой воде препятствует значительному переносу его в пределах бассейна седиментации.

По материалам Н.Н. Верзилина [1975], общий характер процессов выветривания в аридном климате определяется отсутствием существенного выноса материала в ионной и коллоидной формах и, как следствие этого, очень небольшими изменениями валового химического состава пород в профилях выветривания. Среди глинистых минералов кор выветривания преобладают монтмориллонит и гидрослюда; полевые шпаты, в отличие от гумидных кор выветривания, устойчивы. В осадках конечных водоемов стока существенную роль играют монтмориллонит и палыгорскит.

Д.Д. Котельников и А.И. Конюхов [1986] показали, что для водоемов континентальных и переходных обстановок (дельты, осо-

плененные лагуны и т.п.) характерны такие глинистые минералы, как гидрослюда, хлорит, палыгорскит и сепиолит (подчиненную роль играют монтмориллонит и его *Fe*-разновидность), и смешанослойные образования типа хлорит-монтмориллонит. Ведущей в указанных обстановках, в отличие от процессов гумидного климата, является аградация глинистых минералов, а основными аутигенными глинистыми минералами - магнезиальные силикаты слоистого-цепочечного типа. В прибрежных зонах морских водоемов главную роль среди тонкозернистой алюмосиликокластики получают *Mg*-силикаты.

Примечательной особенностью областей аридного климата является также формирование на внешнем шельфе и континентальном склоне в условиях периодического подъема глубинных вод на границе окислительной и восстановительной зон аутигенного глауконита [Котельников, Конюхов, 1986].

Таким образом, в "латеральном" ряду от осадков континентальных водоемов до отложений морских бассейнов в условиях аридного климата как будто намечается смена ассоциации монтмориллонит-палыгорскит-смешанослойные минералы ассоциацией монтмориллонит-гидрослюда (рис. 5); причем гидрослюда появляется уже в осадках переходных (лагунных) обстановок [Славин, Масманов, 1982].

Постседиментационные преобразования глинистых минералов осадочных толщ, сформированных в условиях аридного климата, ведут к трансформации монтмориллонита в неупорядоченные смешанослойные минералы (верхи зоны мезокатагенеза), а позднее (низы зоны позднего катагенеза) в аналогичные образования, но более совершенной структуры, например, минерал, сходный с *K*-бентонитом [Котельников, Конюхов, 1986]. Сепиолит преобразуется этими же процессами в гидротальк (верхи позднего катагенеза) и далее – тальк (зона позднего катагенеза). Палыгорскит замещается в раннем катагенезе сапонитом и монтмориллонитом, хлоритом и сапонитом или монтмориллонитом и гидрослюдой; позднее эти ассоциации сменяются смешанослойными минералами.

Для кор выветривания по кислым породам в *нивальном*

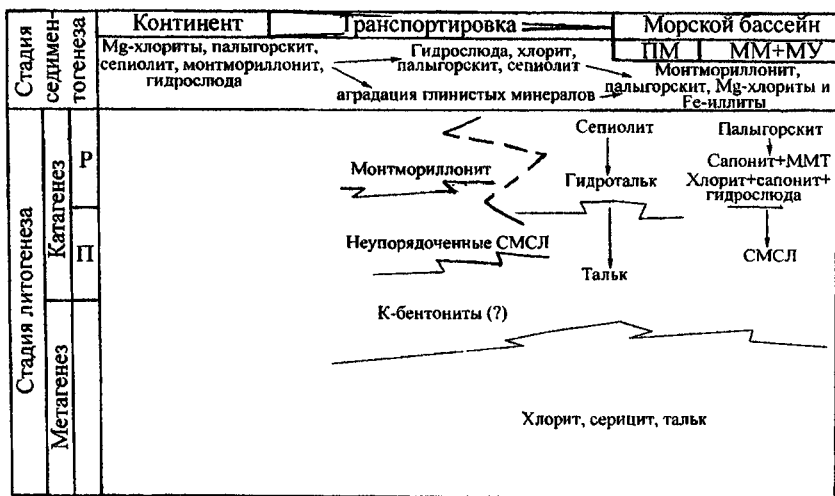


Рис. 5. Идеализированный профиль изменения состава глинистых минералов в условиях аридного климата от континентальных обстановок к морским и при погружении отложений на значительные глубины, по данным приведенным в работах [Верзилин, 1973, 1986; Котельников, Конюхов, 1986; Дриц, Коссовская, 1991; и др.].

Условные обозначения см. на рис. 4

климате характерны щелочная, нейтральная и слабокислая среды. Главными компонентами среди глинистых минералов формирующихся здесь отложений являются гидрослюда и/или хлорит¹³ [Фациальные типы..., 1973; Котельников, Конюхов, 1986]. Аутигенез в подобном климате практически не проявляется ни на водосборах, ни в конечных водоемах стока (рис. 6).

* * *

Рассмотрим теперь ряд типичных примеров реконструкции условий формирования осадочных образований с использованием данных по глинистым минералам и породам.

¹³ В современных условиях последний в значительном количестве наблюдается в осадках только нивального климата [Котельников, Конюхов, 1986].

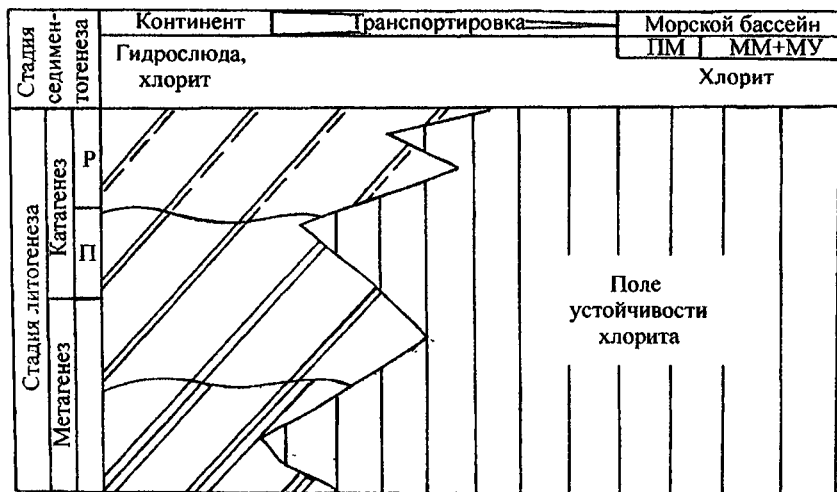


Рис. 6. Идеализированный профиль изменения состава глинистых минералов в условиях нивального климата от континентальных обстановок к морским и при погружении отложений на значительные глубины, по данным приведенным в работах [Фациальные типы..., 1973; Котельников, Конюхов, 1986; Дриц, Коссовская, 1991; и др.].

Условные обозначения см. на рис. 4

Так Н.Н. Верзилин [1973] провел сравнительное изучение средних химических составов пелитового материала юрских и меловых отложений Ферганской впадины. Последняя по многим параметрам является эталонным объектом для изучения влияния климата на основные особенности седиментогенеза. Это обусловлено тем, что выполняющие ее осадочные образования накапливались в сходных тектонических обстановках, не затронуты в значительной степени эпигенетическими преобразованиями и представлены продуктами разрушения примерно одного и того же комплекса пород в областях размыва. Климатические же условия седиментации в юре и мелу здесь существенным образом разнились. Юрская эпоха - это мелководная седиментация, тогда как в меловое время на территории впадины и в прилежащих регионах преобладали аридные обстановки. По данным А.Н. Верзилина, юрские тонкозернистые алю-

мосиликокластические образования по сравнению с меловыми характеризуются значительно более высокими содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 и несколько повышенными значениями закисного железа. Меловые глины, напротив, содержат повышенные концентрации Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO и Na_2O . Учитывая, что области сноса и в юре и в мелу были представлены примерно одним и тем же комплексом пород, приведенные факты, по мнению Н.Н. Верзилина, однозначно свидетельствуют о том, что *“... климат оказывает значительное воздействие на состав пелитов”*.

Н.А. Калмыкова с соавторами [1983] использовали для расшифровки палеоклиматических условий накопления позднедокембрийских, девонских и каменноугольных терригенных отложений юго-запада Архангельской области данные о составе глинистых минералов. Однако, полученные ими результаты для докембрийских и палеозойских образований оказались различными.

Тонкозернистые алюмосиликокластические образования валдайской серии венда, представленные аргиллитовидными тонкослоистыми глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников и сингенетичными выделениями гипса, характеризуются преобладанием среди глинистых минералов гидрослюда и хлорита. Климатические условия их накопления интерпретированы авторами как аридные (полимиктовый состав песчаников и прослои гипса), тогда как состав глинистых минералов не дает каких-либо свидетельств этого.

Рассматривая палеогеоморфологические условия формирования домезозойских кор выветривания в центральных и восточных районах Русской платформы, С.К. Горелов с соавторами [1983] пришли примерно в это же время к выводу о накоплении кварцевых и каолинит-кварцевых песчаников верхнего рифея в основном за счет размыва кор выветривания, имевших преимущественно гидрослюдистый состав и маркировавших былое существование на рассматриваемой территории умеренно-аридных обстановок, не способствовавших высвобождению значительных масс глинозема из коренных пород.

Франские отложения в рассматриваемом районе представлены пестроцветными глинами и алевролитами; состав глинистых

минералов в них снизу вверх по разрезу меняется от гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации (как и в случае с образованиями валдайской серии) до существенно каолинитовой с примесью гидрослюда и хлорита. Параллельно вверх по разрезу наблюдается рост степени зрелости песчаников, появляются маломощные прослои углисто-глинистых сланцев. Климат начала франского времени рассматривается Н.А. Калмыковой и др. [1983] как аридный, сменившийся впоследствии гумидным.

В нижнекарбонových образованиях ассоциация глинистых минералов (преимущественно каолинит и монтмориллонит) свидетельствует, по представлениям авторов, об аридном климате, а отложения верхнего карбона с монтмориллонит-палыгорскитовой или собственно палыгорскитовой ассоциациями накапливались в условиях аридного климата.

Анализу условий накопления глинистых минералов рифейско-вендских отложений Волыно-Подоллии посвящена статья Г.И. Добровольской и Т.Д. Поддубной [1989]. Основываясь на представлениях В.Б. Курносова и М.А. Ратеева, авторы считают, что в формировании тех или иных ассоциаций глинистых минералов преобладающая роль принадлежит исходному составу терригенной мушги, а *“... закономерности распределения минералов по стратиграфическим интервалам отражают изменения вещественного состава обломочных пород во времени, что ... связано с изменением состава материнских пород, углублением эрозионного среза и появлением новых источников питания”*. По данным авторов, в разрезе полесской серии среди глинистых минералов преобладает гидрослюда; наряду с ней в нижних и средних горизонтах серии присутствует хлорит, что интерпретируется как смена с течением времени нивальных климатических обстановок, характерных для начальных этапов накопления отложений серии, аридными. В подчиненном количестве наблюдается аутигенный и обломочный каолинит, различающиеся по степени совершенства структуры, а почти полное отсутствие смешанослойных образований, возможно, указывает на обломочное происхождение глинистых минералов.

А. Хеллэм с соавторами [Hallam et al., 1991] на примере

юрских и меловых отложений Великобритании и Франции также показали возможность использования смены в разрезах ассоциаций глинистых минералов для реконструкции палеоклимата. Авторами отмечено, что только эвапориты и угли являются наилучшими литологическими индикаторами климатов прошлого, но использование их ограничено недостаточно широким распространением в разрезах и приуроченностью преимущественно к континентальным и прибрежно-морским областям. В этой связи основное внимание исследователей традиционно обращено на анализ данных по глинистым минералам.

В дополнение к приведенным выше материалам необходимо отметить, что для смектита наиболее благоприятной обстановкой формирования является теплый климат, характеризующийся значительными (сезонными ?) контрастами в общем объеме осадков. Образование иллита, по представлениям А. Хеллэма с соавторами [1991] и А. Сингера [Singer, 1984], не имеет жесткой климатической детерминированности, однако иллиты с высокими значениями индекса кристалличности типичны, как правило, для районов холодного или аридного и субаридного климата, в которых исходные продукты были подвержены минимальным преобразованиям при процессах гидролиза. Существенную роль в формировании ассоциаций глинистых минералов в конечных водоемах стока играет дифференциация при процессах транспортировки. Так, каолинит и иллит осаждаются в основном в близбереговых обстановках, а смектит, имеющий меньшие размеры частиц, переносится в более глубоководные участки бассейнов и накапливается дальше от берега. На этой закономерности основан метод реконструкции эпизодов обмеления/регрессии и углубления/трансгрессии бассейнов осадконакопления, в котором использован анализ отношения (иллит и/или каолинит)/смектит. По данным [Hallam, 1975; Ruffel, 1989], в юрских отложениях Европы максимальное количество каолинита среди глинистых осадков характерно для мелководных и прибрежных участков бассейнов. При погружении осадков, вследствие роста температуры, смектит трансформируется в иллит через серию смешанослойных образований, однако к аналогичному результату

ведет и чередование периодов увлажнения и осушения в приповерхностных условиях [Singer, 1988].

Реконструкция особенностей эволюции литогенеза в геологической истории Земли в целом представляет, как было отмечено Б.М. Михайловым [1991], весьма актуальную и все еще далекую от своего разрешения проблему. Точки зрения исследователей на нее кардинально различаются. Одни считают, что геохимические факторы, определявшие ход процессов гипергенеза, имели принципиальное сходство на всем протяжении геологической истории, другие предполагают интенсивную трансформацию процессов поверхностного осадко- и рудообразования с течением времени. Сторонники последней точки зрения считают, что интенсивная химическая дифференциация вещества в поверхностных условиях началась только в постсилурийское время. По мнению Б.М. Михайлова, *“... доказательств существования в докембрии процессов латеритизации нет”*.

Особое внимание Б.М. Михайлов уделил рассмотрению вопроса об источниках кварца для широко известных в разрезах докембрия формаций кварцевых конгломератов и песчаников. По его представлениям, докембрийские кварциты не имели источниками кластики коры химического разложения алюмосиликатных пород, а формировались за счет разрушения гидротермально-осадочных накоплений кремнезема, поступавших на поверхность планеты в архее и раннем протерозое в результате выноса кремнезема гидротермальными водами (высачивание в придонных частях водоемов или на поверхности суши). В позднем докембрии в условиях отсутствия наземной растительности на суше, по мнению Б.М. Михайлова, преобладали ландшафты примитивных пустынь. Высокие давления и температуры, достаточно агрессивный состав атмосферы способствовали интенсивному гидролизу пород, однако разделения алюминия и кремнезема, по всей видимости, не происходило.

Ранее В.А. Соколов и К.И. Хейсканен [1984] указали следующие основные, на их взгляд, отличия протерозойских кор выветривания от их фанерозойских аналогов. Во-первых, это сравнительно небольшая мощность всех типичных для кор выветривания зон

в полном профиле. Во-вторых, как правило, не наблюдается зона дезинтеграции. В-третьих, весьма слабо выражены латеритные покровы, а горизонты, обогащенные карбонатными минералами, распространены более широко. В-четвертых, зависимость степени сохранности кор выветривания от общего характера тектонической обстановки выражена в протерозойских корах несколько более сильно, нежели в фанерозойских. Отсутствие наземной растительности в протерозое также вело к усилению процессов эоловой и водной эрозии, пенеппенизации областей размыва и увеличению скоростей денудации и аккумуляции.

Рассматривая особенности формирования и преобразования глинистых минералов в разрезах рифея и юдомского комплекса Охотского массива, Д.Д. Котельников и Н.Н. Зинчук [1997] показали, что они определяются: 1) природой аллотигенных компонентов, поступающих с континента; 2) характером среды осадконакопления и 3) степенью постседиментационных преобразований пород.

По данным авторов, индикатором степени химической дифференциации исходной алюмосиликокластики в областях сноса может являться отношение интенсивностей 10 анг и 5 анг пиков глинистых минералов. Этот вывод восходит еще к исследованиям Ч. Уивера, показавшего в середине 60-х гг., что с усилением процессов выветривания в области сноса отношение $J_{10A/5A}$ растет. Однако использование этого индекса ограничено лишь сравнительно небольшими участками, где в близких тектонических условиях накапливались отложения сходного фациального облика. Так, для аргиллитов верхнего докембрия Охотского массива $J_{10A/5A}$ варьирует от 2.5 до 4.3, составляя примерно в трех четвертях образцов от 3 до 4. Основываясь на подобных величинах $J_{10A/5A}$, Д.Д. Котельников и Н.Н. Зинчук рассматривают исходный состав тонкой алюмосиликокластики как *“... характеризовавшийся относительно высокой степенью деградации”*, связанной с достаточно высокой интенсивностью выветривания исходных пород в областях сноса.

Основные тенденции химического выветривания на водосборах и зрелость поступавшего в область седиментации тонкого

герригенного материала могут быть реконструированы также по геохимическим модулям, например гидролизатному ($ГМ = Al_2O_3 + TiO_2 + FeO + Fe_2O_3 / SiO_2$), алюмокремниевому ($АМ = Al_2O_3 / SiO_2$), натриевому ($НМ = Na_2O / Al_2O_3$) и др. [Ронов и др., 1965; Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 1986, 1997]. Первые два характеризуют одну из основных тенденций химического преобразования пород в областях размыва - отделение продуктов гидролиза от кремнезема. Чем выше величина этих модулей в глинистых породах, тем более сильное выветривание претерпели исходные комплексы в областях размыва. Натриевый модуль также отражает течение процессов химического выветривания и вызревания поступающего в области осадконакопления материала.

Рассматривая основные черты геохимии элементов-гидролизатов, А.Б. Ронов и А.А. Мигдисов [1965] подчеркнули следующее. Интенсивность гидролиза выведенных на дневную поверхность минералов магматических горных пород различна. Прямо или косвенно она зависит от физико-химических параметров окружающей среды и в первую очередь определяется тектоникой областей сноса и климатом. Максимально глубокое преобразование породы претерпевают при этом в зонах гумидного климата платформ при минимальной тектонической активности.

По данным А.Б. Ронova и А.А. Мигдисова, "... мерой разделения SiO_2 и Al_2O_3 в процессе выветривания является алюмокремниевый модуль". Было установлено, что минеральный и химический состав поступающего с водосборов в конечный водоем стока пелитового материала зависит непосредственно от петрографического состава областей размыва; климат и тектонический режим в той или иной мере также видоизменяют его состав.

В зонах аридного или ледового (нивального) климата выветривание не выходит за пределы самых начальных стадий. Это способствует поступлению в конечные водоемы стока слабо преобразованного и слабо отсортированного материала со значительной примесью к тонкому алюмосиликокластическому материалу алевритового и песчаного. Процессы разделения кремнезема и глинозема в таких условиях подавлены, и составы осадков не отличаются существенным образом от составов исходных пород.

В условиях гумидного климата и относительной тектонической стабилизации накопление осадочного материала происходит в основном за счет переотложения материала зрелых кор выветривания. Для обстановок данного типа характерна существенно более высокая дифференциация состава образующихся осадков и *“... закономерная зональность в его изменении по площади бассейна”*. Как отмечено авторами, значения алюмокремниевого модуля здесь крайне невелики; наблюдается также постепенное уменьшение значений указанного модуля от центра к периферии бассейна¹⁴.

Большое внимание эволюции состава глинистого вещества и общих условий глинообразования уделила Е.П. Акульшина [1985, 1990 и др.]. По ее наблюдениям, *“... рифейские отложения платформенного типа характеризуются преимущественно гидрослюдистым составом Хлорит находится в пределах низкого или среднего содержания. Каолинит появляется на определенных стратиграфических уровнях, количество его зависит от фациальных условий образования и колеблется от преобладающего до незначительного. Смешанослойные образования встречаются довольно редко. ... осадки мио- и геосинклинальной зоны содержат те же глинистые минералы, в отличие от платформы в них на уровнях с каолинитом часто ассоциирует пиррофиллит, содержание монтмориллонита и хлорита более высокое”*.

Объяснение повышенным концентрациям гидрослюды в осадочных породах рифея видится Е.П. Акульшиной в особых условиях выветривания (высокие концентрации CO_2 в атмосфере и т.п.) и специфическом составе субстрата. Напротив, повышенные количества хлорита *“... содержатся на уровнях, для которых установ-*

¹⁴ Уже в работе 1956 г. А.П. Виноградов и А.Б. Ронов отметили, что максимальные концентрации алюминия и титана в глинистых толщах *“... соответствуют эпохам трансгрессии моря на кристаллический фундамент либо на сушу, длительное время бывшую ареной процессов выветривания и широкого распространения континентальных форм”*. В латеральном профиле (от прибрежных и континентальных фаций к центральным участкам бассейна) наблюдается, как правило, обогащение алюминием и титаном проксимальных образований; в этом же направлении растет величина отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Проведенные авторами исследования позволили выявить решающее *“... влияние вещественного состава древней суши и процессов, происходивших на ней, на химический состав осадков, формировавшихся в это время в бассейнах седиментации”*.

лен аридный климат. Эта корреляция свидетельствует, что аридные климатические условия в рифее благоприятствовали возникновению хлорита". Геосинклинальные образования содержат хлорит и при наличии индикаторов, указывающих на преобладание гумидного климата. При значительном химическом преобразовании пород – источников сноса на континенте формировался также и каолинит; достаточно часто он ассоциирует с гидрослюдой "максимальной зрелости".

Вариации состава глинистого вещества (реконструируемые автором главным образом по изменению состава тонкой глинистой фракции) в позднедокембрийско-фанерозойской истории планеты обусловлены, по мнению Е.П. Акульшиной, "... составом выветривающегося субстрата и физико-химической средой выветривания, продуцирующего глинистое вещество. Направленное и периодичное изменение глинистого вещества не связано с постседиментационными преобразованиями отложений".

По данным Е.П. Акульшиной [1990], интенсивность химического выветривания на палеоводосборах может быть оценена по соотношению алюминия и натрия, а также калия и натрия в тонкой фракции (менее 0.001 мм) глинистых пород; указанием на те или иные физико-химические особенности среды выветривания может быть также величина соотношения алюминия и титана (коэффициенты $AN=Al_2O_3/Na_2O$, $KN=K_2O/Na_2O$ и $AT=Al_2O_3/TiO_2$). Автором был предложен и развивался многие годы т.н. "метод параметрического описания", позволяющий формализовать значительное количество разрозненных материалов, допускающий возможность количественной оценки климатических и других параметров и пригодный для использования при анализе отложений от протерозоя до мезозоя. По мнению Е.П. Акульшиной, он дает возможность выявить осадочные циклы различного ранга и наметить эпохи интенсивного химического выветривания.

По данным изучения рифейских, вендских и фанерозойских образований в пределах Сибирской платформы и ее периферии, Канадно-Сибирской плиты и ряда других регионов, Е.П. Акульшиной отмечено существование периодических колебаний значений

указанных параметров на фоне постепенного направленного его снижения во времени, что связано, по всей видимости, с изменением интенсивности химического выветривания на палеоводосборах и общим ее ослаблением от рифея до мезозоя. В сибирских разрезах уровни развития зрелого в петро- и геохимическом отношении глинистого вещества скоррелированы Е.П. Акульшиной с эпохами корообразования, реконструированными по ряду других независимых данных.

В качестве индикатора интенсивности химического выветривания автором рассматривается отношение Al_2O_3/Na_2O в тонкой фракции глинистых сланцев, которое тем выше, чем выше степень химической дифференциации вещества на палеоводосборах. При значениях отношения Al_2O_3/Na_2O менее 30 степень химической дифференциации оценена автором как слабая, при попадании параметра Al_2O_3/Na_2O в интервал значений 30-60 степень химической дифференциации исходного материала на водосборах считается средней. В интервале значений отношения Al_2O_3/Na_2O 60-150 ед. находятся высоkozрелые образования, а при превышении порогового значения равного 150 ед., - очень высоко (интенсивно) химически выветрелые осадки.

В качестве показателя климата в областях размыва для отложений верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория нами использован также индекс химического выветривания (изменения), предложенный Г. Несбитом и Г. Янгом [Nesbitt, Young, 1982] $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^{*15} + Na_2O + K_2O)] \times 100$ и рассчитываемый по молекулярным количествам петрогенных окислов. Известно, что химическое выветривание пород в областях размыва контролируется в основном палеоклиматом. Агрессивные поверхностные воды способствуют удалению из полевых шпатов кальция, натрия и калия, что ведет обычно к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. При интенсивном разрушении исходных пород могут формироваться собственно алюминийсодержащие минералы - каолинит и бейделлит. При минимальном хими-

¹⁵ CaO* здесь - молекулярное количество окиси кальция с поправкой на карбонатную составляющую.

ческом выветривании, например, в гляциальных и субгляциальных или аридных обстановках, в область аккумуляции поступает тонкозернистый осадок, содержащий глинистые минералы с меньшим количеством алюминия и, кроме того, значительное количество неизмененных или слабо измененных полевых шпатов. Химические анализы глинистых пород, формировавшихся за счет разрушения некарбонатных пород источников сноса, отражают, таким образом, преобладающий тип климата в областях размыва [Visser, Young, 1990]. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA порядка 50 ед., тогда как сильно выветрелые их разности имеют CIA до 100 ед.

Возможность применения индекса CIA для оценки палеоклиматических обстановок формирования тонкозернистых осадков рассматривалась для отложений надсерии Гурон (~ 2.6-2.2 млрд. лет) и формации Гоуганда (~ 2.2-2.34 млрд. лет) [Nesbitt, Young, 1982; Young, Nesbitt, 1986], пермо-карбоновых гляциогенных и поствластных отложений формации Двайка из Южной Африки [Visser, Young, 1990], отложений оз. Байкал [Кашик, Мазилев, 1997] и ряда других объектов. Результаты реконструкций с использованием индекса CIA считаются достаточно надежными [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Пороговым значением для отложений, формировавшихся в условиях холодного климата, является величина $CIA = 70$ ед. [Visser, Young, 1990].

Совместный анализ значений указанных выше модулей и индекса CIA в глинистых породах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория как с использованием данных о средних составах глинистых сланцев на основных литостратиграфических уровнях, так и по материалам изучения литогеохимических проб из конкретных разрезов позволил в той или иной мере оценить степень зрелости поступавшего в область седиментации пелитового материала и наметить параметры палеоклимата, существовавшего на рассматриваемой территории и в прилегающих к ней районах.

Наряду с индексом CIA для оценки палеоклимата использованы и значения коэффициента Al_2O_3/TiO_2 в тонкой фракции глинистых сланцев. Как известно, Е.П. Акулышиной в качестве гра-

ниц различных климатических обстановок были приняты значения отношения Al_2O_3/TiO_2 в тонкой фракции глинистых сланцев и аргиллитов, составляющие менее 20 ед. (рН менее 6) для гумидного климата и более 30 ед. - для аридного; промежуточные значения отношения Al_2O_3/TiO_2 характерны для переходного семиаридного климата.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КАРКАС ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НЕМ ГЛИНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Верхнедокембрийский разрез Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала (рис. 7-9) представлен 4 крупными осадочными сериями - бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской. Три первые являются типовыми подразделениями рифея [Решение..., 1979; Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические..., 1993; Стратиграфический словарь..., 1994]; ашинская серия объединяет отложения нижнего и верхнего венда.

Нижний стратон рифея - бурзянская серия - объединяет на северо-востоке Башкирского мегантиклинория айскую, саткинскую и бакальскую свиты.

Айская свита по литологическим особенностям состоит из двух крупных подразделений. Нижнее складывается в основном грубообломочными породами и ассоциирующими с ними в ряде разрезов основными вулканитами (суммарная мощность порядка 1400-1600 м), а в верхнем заметно преобладают темноокрашенные тонкозернистые алюмосиликокластические образования (до 800-1000 м) [Маслов, 1997б].

Вулканические породы, известные в основании свиты, имеют изотопный U-Pb возраст 1615 ± 45 млн. лет [Нижний рифей..., 1989].

Глинистые породы в составе айской свиты характерны в основном для верхней ее части (рис. 10); здесь они существенно обогащены тонкодисперсным органическим веществом. В основании свиты в ряде разрезов также присутствуют прослои и пачки сланцев, но окраска их существенно зеленая или красноцветная. Иногда в сланцах наблюдаются трещины усыхания и псевдоморфозы по NaCl [Маслов, Крупенин, 1991].

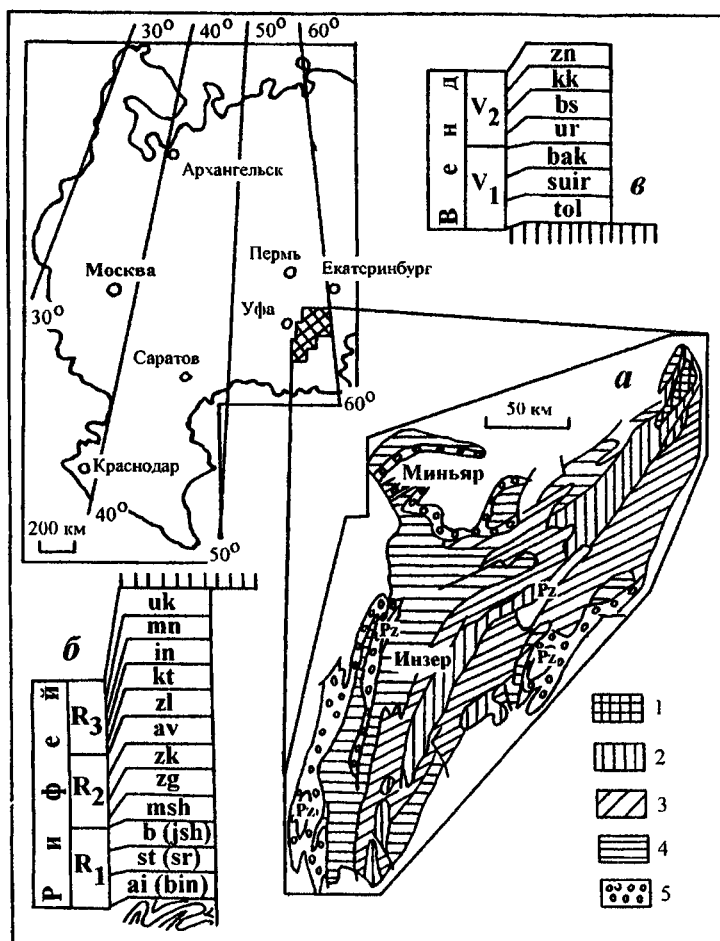


Рис. 7. Схематическая геологическая карта (а) и стратиграфические колонки (б, в) отложений верхнего докембрия Башкирского мегаантиклинария.

1 - архейско-нижнепротерозойские образования; 2 - нижнерифейские отложения (R_1); 3 - среднерифейские отложения (R_2); 4 - верхнерифейские образования (R_3); 5 - отложения нижнего (V_1) и верхнего (V_2) венда.

Свиты: ai - айская; bin - большесинзерская; st - саткинская; sr - суранская; b - бакальская; jsh - юшинская; msh - машакская; zg - зигальгинская; zk - зигазино-комаровская; av - авзянская; zl - зильмердакская; kt - катавская; in - инзерская; mn - миньярская; uk - укская; tol - толпаровская; suir - суировская; bak - бакесовская; ur - урюковская; bs - басинская; kk - куккараукская; zn - зиганская

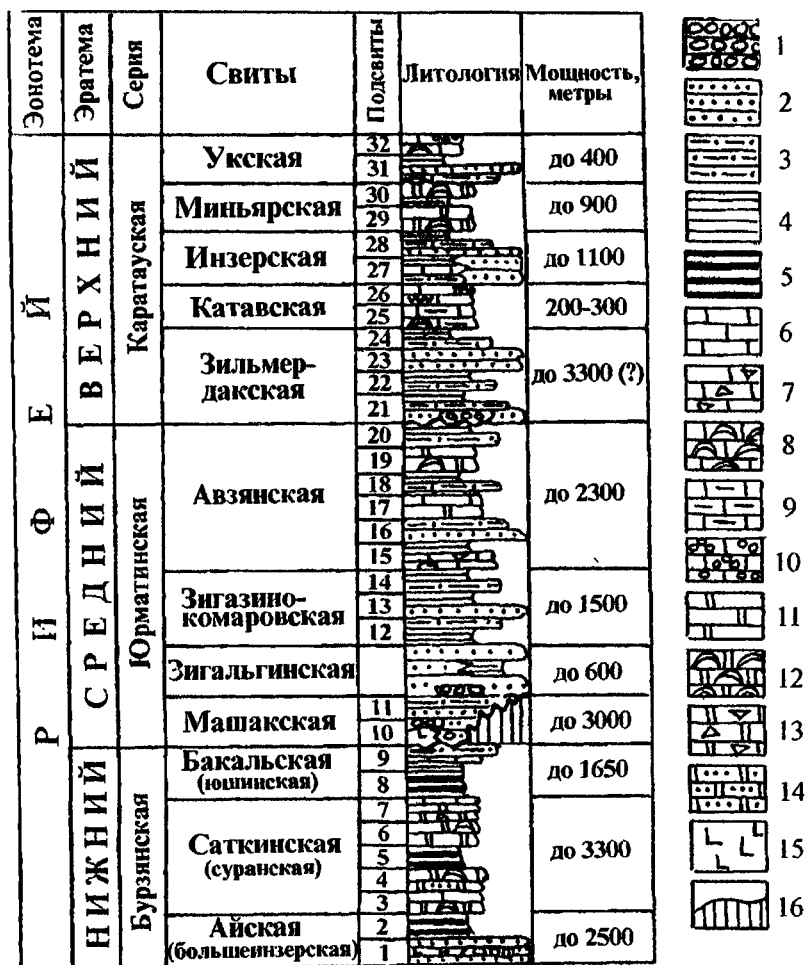


Рис. 8. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея за-
падного крыла Башкирского мегантиклинория.

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глини-
стые сланцы и аргиллиты; 5 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 6 – известня-
ки; 7 – плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков; 8 – стро-
матолитовые известняки; 9 – глинистые известняки; 10 – микрофитолитовые из-
вестняки; 11 – доломиты; 12 – строматолитовые доломиты; 13 – плоскообломоч-
ные синседиментационные брекчии доломитов; 14 – доломиты с терригенной при-
месью; 15 – метабазальты и металипариты; 16 – несогласия и размывы

В	Е	Н	Д	Серия	С в и т а	Индекс	Литология	Мощность, м
Верхний	Нижний	Верхний	Д	Ашinsky	Зиганская	zn		до 500
					Кук-караук-ская	kk		250-300
					Басинская	bs		до 1000
					Урюкская	ur		200-250
					Бакеевская	bak		до 160
					Сунровская	suir		до 350
					Толпаровская	toi		400-600

Рис. 9. Сводная стратиграфическая колонка отложений нижнего и верхнего венда западного крыла Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 8

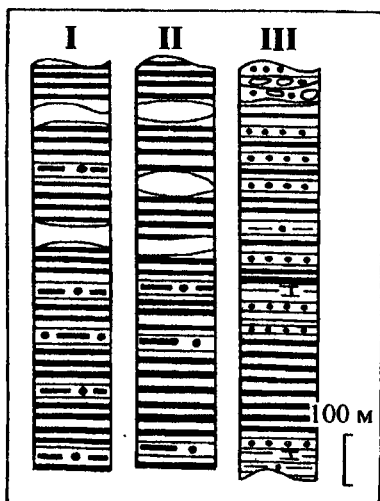
Следует оговорить, что в данной работе для слабо преобразованных (стадии ката- и метазенеза) тонкозернистых силикоклассических образований (глинистых пород) применяется термин “глинистые сланцы” как термин общего пользования [Фролов, 1993]. Это определяется тем, что во время отбора и обработки проб регионального банка петрогеохимических данных, используемого в работе, классификация эпигенетически преобразованных пород рифея Башкирского мегантиклинория (Л.В. Анфимов) не была до конца разработана. Термин “глинистые сланцы” широко используется при стадийном анализе [Логвиненко, 1968; Карпова, 1983; Япаскерт, 1992; и др.], если не рассматриваются конкретные минеральные фации литогенеза, как, к примеру, при анализе глинистых пород типа рифея [Анфимов, 1997; Кагарманова, 1998]. Уместно привести здесь и точку зрения Ф.Дж. Петтиджона [1981, стр. 350, 351] о том, что “глинистые сланцы в отличие от песчаников и известняков никогда не имели исчерпывающей и рациональной классификации. Существующая номенклатура традиционна и служит лишь для удобства, а вовсе не выразит различий первостепенного значения. Очень часто наша номенклатура учитывает только цвет и сланцеватость ...”.

Саткинская свита (мощность 1700-3500 м) залегает согласно на айской и сложена в основном доломитами и известняками. М.И. Гаранем [1946, 1963; и др.] саткинская свита расчленена на

Рис. 10. Строение некоторых разрезов верхней части айской свиты нижнего рифея.

I – р. Ай в окрестностях горы Шатриха; II – р. Ай в районе гор Луковых; III – район северо-восточнее пос. Магнитка.

Условные обозначения см. на рис. 8



пять подсвит: ниже- и верхнекусинскую, половинкинскую, ниже- и верхнесаткинскую. Нижнекусинская подсвита (более 900 м) представлена серыми и темно-серыми доломитами, подчиненную роль в ее разрезах играют фитогенные, глинистые и песчанистые доломиты, а также известняки. Верхнекусинская подсвита (800-900 м) объединяет серые, светло- и темно-серые доломиты, глинистые и (в резко подчиненном количестве) строматолитовые доломиты и известняки. Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы (УГС) присутствуют здесь лишь в виде маломощных прослоев. Половинкинская подсвита (160-200 м), напротив, складывается преимущественно углеродисто-глинистыми сланцами с маломощными прослоями алевролитов и/или карбонатных пород; в ряде ее разрезов заметную роль играют прослои известняков (рис. 11). Нижнесаткинская подсвита объединяет хемогенные, глинистые и песчанистые доломиты и (реже) известняки; подчиненную роль играют доломитовые мергели, углеродисто-глинистые и глинистые сланцы, а также фитогенные карбонатные породы. Верхнесаткинская подсвита (до 1200 м) сложена в нижней части серыми и темно-серыми грубоплитчатыми доломитами с маломощными прослоями их глинистых разностей. Выше наблюдаются темно-серые, почти черные доломиты, углеродисто-глинистые сланцы и мергелистые доломиты. В верхней трети подсвиты преобладают известняки и доломиты, среди которых редко можно видеть прослои и пакеты низкоуглеродистых глинистых сланцев.

Саткинская свита прорывается интрузивными породами Бер-

дяушского массива гранитов рапакиви с изотопным U-Pb возрастом цирконов 1348 ± 16 млн. лет и согласующейся с ним Rb-Sr изохроной по валовым пробам [Краснобаев, 1986].

Бакальская свита представлена углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками (рис. 12). Общая мощность свиты составляет около 1400-1600 м [Стратотип рифея..., 1983], из них примерно 650 м приходится на нижнюю подсвиту, сложенную темноокрашенными низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, среди которых в виде прослоев присутствуют алевролиты и алевропесчаники, известняки и их глинистые разности. Верхняя подсвита объединяет терригенные и карбонатные пачки и толщи. Мощность их варьирует от нескольких десятков метров до 200-300 м. Наиболее мощной из них является иркусканская; в некоторых разрезах она почти полностью слагается тонкоплитчатыми или массивными низкоуглеродистыми глинистыми сланцами.

В центральных районах мегантиклинория (Ямантауский антиклинорий) с отложениями бурзянской серии северо-восточных районов по составу и комплексу фитолигов коррелируются большеинзерская, суранская и юшинская свиты [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические..., 1993].

Большеинзерская свита (мощность более 2200 м) представлена в основном мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, при подчиненной роли алевролитов, известняков, доломитов и глинистых или углеродисто-гли-

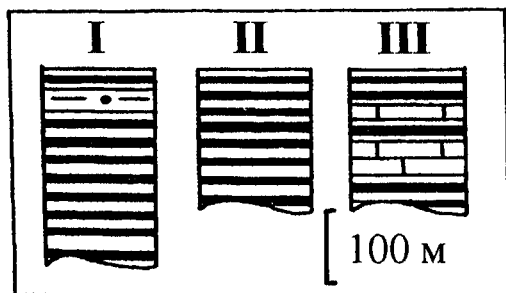


Рис. 11. Строение ряда разрезов половинкинской подсвиты саткинской свиты нижнего рифея.

I – остановочная площадка “15 км”; II – район урочища “Березовый мост”; III – Уванская структура.

Условные обозначения см. на рис. 8

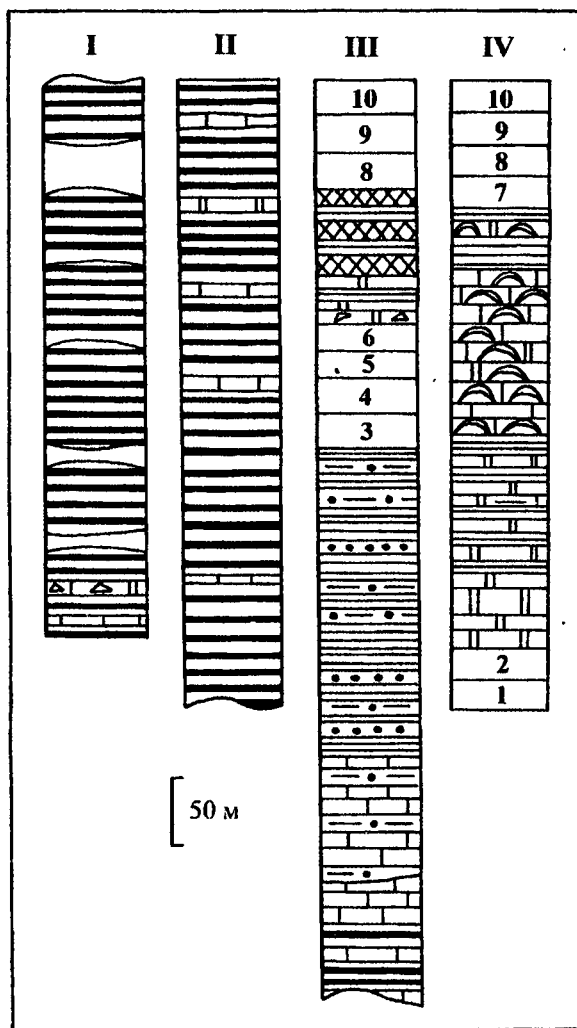


Рис. 12. Строение ряда разрезов малобакальской подсвиты бакальской свиты нижнего рифея (цифрами в прямоугольниках показаны не вскрытые в данном разрезе пачки малобакальской подсвиты).

I - Бакальский пруд (R_1b_1); II - гора Срытая (R_1b_1); III - Новобакальский карьер ($R_1b_1-b_2$); IV - Иркутский карьер ($R_1b_1^3-R_2zg_{baz}-R_2zk_2$).

Условные обозначения см. на рис. 8. Косой штриховкой в колонке III показаны уровни распространения сидеритов

нистых сланцев. Последние наблюдаются в основном в нижней и средней частях свиты и имеют мощность до 50-100 м.

Суранская свита (1000-2800 м) подразделяется на пять под-свит. Миньякская подсвита (300-400 м) объединяет доломиты и известняки, среди которых в виде маломощных прослоев присутствуют УГС и глинистые сланцы. В ее западных разрезах преобладают глинистые известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев и плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий (ПОБр). В восточных разрезах подсвиты появляются карбонатные породы с терригенной примесью, а также пачки чередования мелкозернистых песчаников и доломитов. Бердагуловская подсвита (400-550 м) представлена в основном глинистыми, углеродисто-глинистыми и карбонатно-углеродисто-глинистыми сланцами и реже – известняками (рис. 13). Ангастакская подсвита (200-650 м) объединяет мелкозернистые алевролиты, глинистые сланцы, доломиты, глинистые и мергелистые их разновидности, серого и голубовато-серого цвета, и, в меньшей мере, пакеты и пачки переслаивания УГС и алевролитов, алевролитов, УГС и мелкозернистых песчаников. Примеры строения пакетов ангастакской подсвиты и характер распределения в них глинистых и углеродисто-глинистых сланцев показаны на рис. 14. Сердаукская подсвита (200-600 м) представ-лена в основном пакетами и пачками чередования углеродисто-гли-

нистых сланцев и алевролитов, часто также слабоуглеродистых; несколько меньше в ее разрезах распространены пачки переслаи-

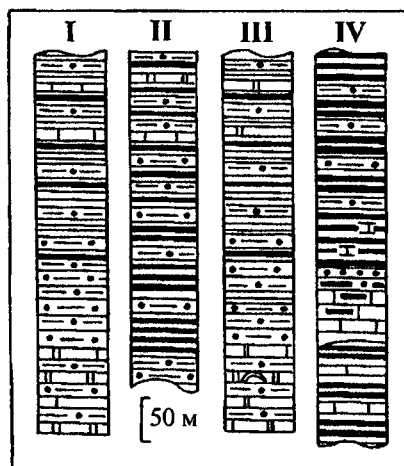


Рис. 13. Строение некоторых разрезов бердагуловской подсвиты суранской свиты нижнего рифея.

I – верховья р. Бол. Авзян; II – р. Бол. Инзер у устья руч. Чугунка; III – верховья р. Бол. Авзян; IV – р. Мал. Инзер у устья руч. Сарбайгал.

Условные обозначения см. на рис. 8

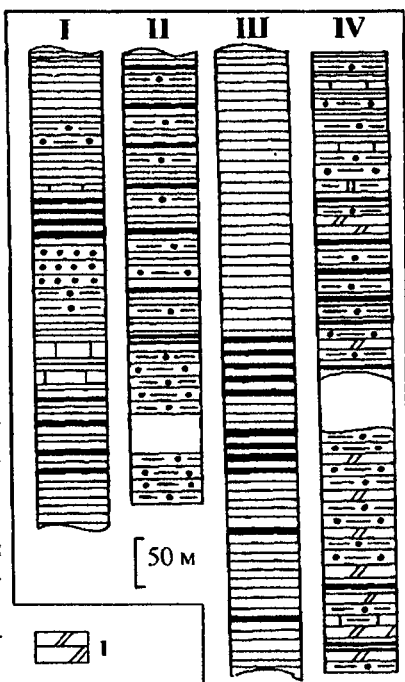
вания мелко- и крупнозернистых алевролитов и слабоуглеродистых известняков или алевролитов и глинистых сланцев без примеси углеродистого материала (рис. 15). Самая верхняя, лапыштинская подсвита объединяет известняки и доломиты, менее часто в ее разрезах можно видеть пачки переслаивания карбонатных пород и глинистых или углеродисто-глинистых сланцев, а также пакеты чередования алевролитов, мелкозернистых песчаников и УГС. Мощность подсвиты варьирует примерно от 200 м на западном крыле Ммантауского антиклинория до около 500-550 м на востоке данной структуры [Нижний рифей..., 1989; Маслов, Крупенин, 1991].

Юшинская свита (650-1000 м) представлена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, образующими преимущественно различного типа пакеты и пачки переслаивания, реже слагающими монопородные интервалы. Особенности состава позволяют выделить в разрезах свиты три подчиненных литостратиграфических подразделения. Нижнее – вязовская подсвита (150-300 м) – объединяет глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, пакеты их переслаивания с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками и, крайне редко, пачки чередования УГС и известняков. Багарыштинская подсвита (350-450 м) представлена пакетами и пачками че-

Рис. 14. Строение ряда разрезов ангагастской подсвиты суранской свиты нижнего рифея.

I – верховья р. Суран; II – р. Бол. Инзер у устья руч. Чугунка; III – правый берег р. Сюрюнзяк у ст. Улу-Елга; IV – р. Мал. Инзер у устья р. Лапышта.

I – доломитовые мергели. Остальные условные обозначения см. на рис. 8



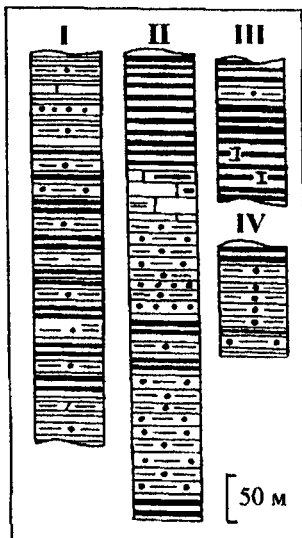


Рис. 15. Строение некоторых разрезов сердаукской подсвиты суранской свиты нижнего рифея.

I – широтное течение р. Бол. Авзян; II – верховья р. Бол. Авзян; III – р. Мал. Инзер у устья руч. Сарбайтал; IV – окрестности д. Лапышта.

Условные обозначения см. на рис. 8

редования УГС, алевролитов и/или мелкозернистых песчаников. В ряде разрезов, примерно в средней части подсвиты, присутствует более или менее однородная пачка мелко- и среднезернистых песчаников мощностью от 50 до 90 м. Сухинская подсвита (200-300 м) объединяет пакеты и пачки переслаивания УГС, алевролитов и/или песчаников. В отличие от нижележащих

уровней заметную роль в ее составе играют монопородные пачки глинистых и углеродисто-глинистых сланцев.

Юрматинская серия (тип среднего рифея) залегает с перерывом и угловым несогласием на бурзянской и объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты [Стратотип рифея..., 1983; Стратиграфические..., 1993; Шалагинов, 1995]. Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы тяготеют в разрезе серии преимущественно к ее верхней половине.

Машакская свита (1500-3000 м) сложена осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. Соотношение их в разрезах свиты меняется в широтном и меридиональном направлениях, вследствие чего существуют различные варианты расчленения машакской свиты и ее аналогов с выделением от трех до восьми подсвит. В горизонтах конгломератов в основании свиты встречаются окатанные гальки и валуны песчаников и кварцитопесчаников подстилающей их юшинской свиты. Кислые вулканы машакской свиты имеют изотопный U-Pb (по цирконам) возраст, согласующийся с Rb-Sr (по валовым пробам) изохроной порядка 1330-1346 млн. лет [Нижний рифей..., 1989].

Основным уровнем в разрезе машакской свиты, где наблюдаются углеродисто-глинистые сланцы, является третья снизу, т. н. быковская подсвита, которая объединяет УГС, алевролиты, песчаники и туфопесчаники, тяготеющие, как правило, к ее верхней части. Мощность подсвиты варьирует от 150 до 300 м.

Зигальгинская свита (мощность до 550-700 м) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами с мало-мощными прослоями глинистых сланцев и – редко – конгломератов. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория она с размывом и угловым несогласием залегает на различных пачках бакальской свиты [Яницкий, Сергеев, 1962; Гарань, 1969; Стратотип рифея..., 1983]. В центральных районах мегантиклинория, ниже зигальгинской свиты, согласно с ней залегает мощный комплекс вулканогенно-осадочных образований машакской свиты. В ряде разрезов свита может быть расчленена на три подсвиты (рис. 16), однако подобное деление ее в значительной мере, по-видимому, условно. Нижняя (100-300 м) и верхняя (400-500? м) подсвиты объединяют в основном мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты.

Зигазино-комаровская свита (1000-1200 м) представлена в основном темноцветными алевроито-глинистыми породами с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Она расчленяется на три подсвиты, различающиеся окраской отложений: серегинскую, амбарскую и гуканскую. Породы первой и третьей подсвит обогатены тонкодисперсным углеродистым материалом и имеют темную окраску; для отложений амбарской подсвиты характерен голубоватый оттенок. Изучение разрезов зигазино-ко-

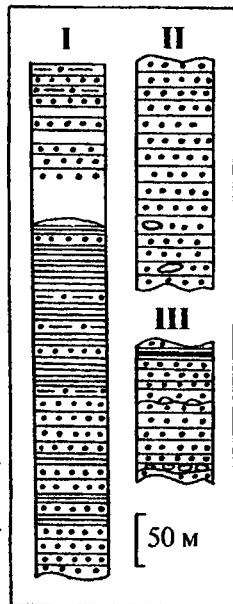


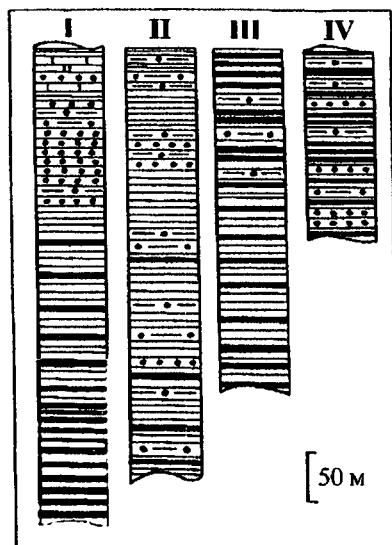
Рис. 16. Строение некоторых разрезов зигальгинской свиты среднего рифея.

I – южное окончание хр. Яндык; II – южное окончание хр. Бол. Шатак; III – хр. Бол. Сука.

Условные обозначения см. на рис. 8.

маровской свиты [Маслов, Крупенин, 1991; Маслов, 1991] показало, что глинистые породы в ее составе входят в различные по строению пачки переслаивания или образуют самостоятельные, нередко довольно мощные, интервалы (рис. 17).

Завершающая разрез юрматинской серии **авзянская свита** (800-2000 м) объединяет несколько литостратиграфических подразделений. Самая нижняя, катаскинская подсвита (200-700 м) складывается доломитами, известняками и известковистыми доломитами (часто со строматолитами). В виде прослоев среди карбонатных пород здесь присутствуют глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты и иногда песчаники (рис. 18). Малоинзерская подсвита (200-300 м) складывается в основном глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, среди которых в некоторых случаях наблюдаются пласты и линзы карбонатных пород со строматолитами (рис. 19). Ушаковская подсвита (30-100? м) полностью или почти полностью складывается доломитами, доломитистыми известняками и известняками (в т.ч. строматолитовыми). Глинистые сланцы в ее составе наблюдаются только в виде маломощных прослоев. Куткурская подсвита (100-450 м) объединяет филлитовидные и глинистые сланцы зеленовато- или голубовато-серого, в меньшей степени кирпично-красного цвета, среди которых присутствуют прослои и пачки мелкозернистых песчаников и але-



вро-красного цвета, среди которых присутствуют прослои и пачки мелкозернистых песчаников и але-

Рис. 17. Строение некоторых разрезов зигазино-комаровской свиты среднего рифея.

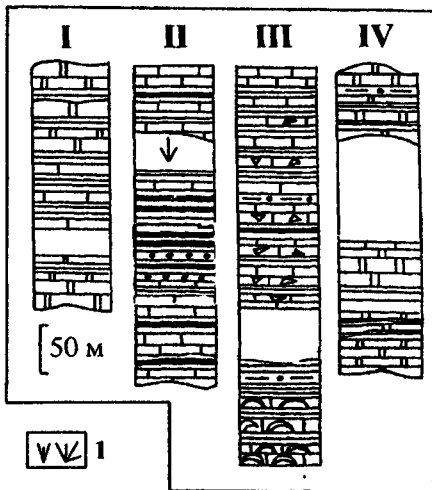
I – бассейн р. Поповки, окрестности пос. Верх. Авзян, туканская подсвита; II – бассейн р. Кухтур, амбарская подсвита; III – междуречье Бол. и Мал. Кухтуров, серегинская подсвита; IV – междуречье Бол. и Мал. Сатки, серегинская подсвита.

Условные обозначения см. на рис. 8

Рис. 18. Строение ряда разрезов катааскинской подсвиты авзянской свиты среднего рифея.

I – руч. Алакуян; II – район пос. Маггауля; III – пос. Верх. Авзян; IV – окрестности хутора Катааскин.

I – задернованные интервалы разрезов; остальные условные обозначения см. на рис. 8



ролитов (рис. 20). Реветская подсвита (300-500 м) включает доломиты, известковистые до-

ломиты и реже – известняки светлой, часто розовато-серой,

окраски. В некоторых разрезах среди карбонатных пород наблюдаются прослои алевролитов, глинистых и филлитовидных сланцев, песчаников, а сами карбонатные породы содержат строматолиты. Гюльменская подсвита (0-150 м) объединяет терригенные (часто пестроцветные) и карбонатные породы.

Каратауская серия (тип верхнего рифея) залегает с размы-
вом и угловым несогласием на юрматинской серии и включает в западной зоне мегантиклинория (снизу вверх)¹⁶: зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты [Общие вопросы..., 1990; Стратиграфические..., 1993].

Зильмердакская свита (1200-3200 м) подразделяется на че-
тыре подсвиты. Нижняя, бирьянская подсвита (800-2500? м) пред-
ставлена в основном красновато- и розовато-серыми полевошпато-
кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, преимущественно круп-
но- и среднезернистыми, песчаниками с прослоями гравелитов и
мелкогалечниковых конгломератов, а также красно-бурными и кир-
пично-красными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.
Глинистые породы в разрезах данного подразделения играют сугу-

¹⁶ На востоке мегантиклинория разрез серии наращивается отложениями криволукской сви-
ги

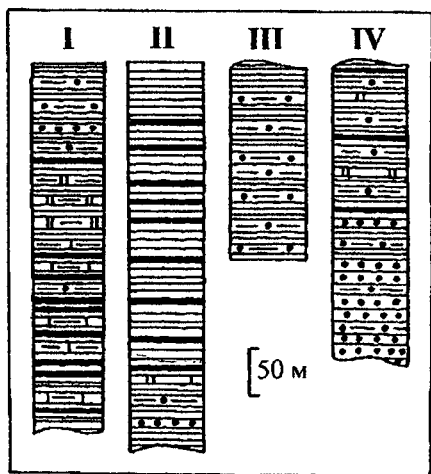


Рис. 19. Строение некоторых разрезов малоинзерской подсвиты авзянской свиты.

I – окрестности пос. Тукан; II – бассейн р. Терженка; III – р. Юрюзань; IV – руч. Мал. Багруш.

Условные обозначения см. на рис. 8

бо подчиненную роль. Нугушская подсвита (200-350 м) сложена алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета (рис. 21). Лемезинская подсвита (100-300 м) представлена в основном светлоокрашенными средне- и реже крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов; глинистые сланцы наблюдаются среди них в виде тонких прослоев или пропластков. Завершающая разрез зильмердакской свиты бедерышинская подсвита (250-400 м) объединяет песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В виде прослоев и пачек небольшой мощности в ее составе присутствуют известняки и доломиты. На востоке мегантиклинория в разрезах подсвиты преобладают темно- и зеленовато-серые глинистые и филлитовидные сланцы (рис. 22).

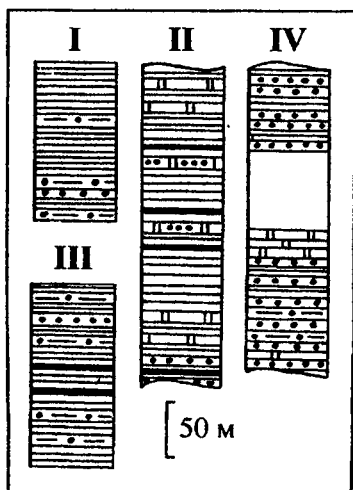
Катавская свита (200-300 м) складывается пестроцветными тонкополосчатыми глинистыми известняками и мергелями с редкими прослоями красноцветных глинистых сланцев и плоскообломочных карбонатных брекчий. На восточном крыле мегантиклинория в составе свиты преобладают серые, светло-серые и желтовато-серые известняки и доломитистые известняки, почти не содержащие терригенной примеси.

В центральных и восточных районах Башкирского мегантиклинория на известняках катавской свиты залегают мелкозернистые глауконито-кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые слан-

Рис. 20. Строение некоторых разрезов кутурской подсвиты авзянской свиты среднего рифея.

I – окрестности пос. Верх. Авзян; II – ин-азино-Комаровский район; III – бассейн р. Терженка; IV – район хут. Кысык.

Условные обозначения см. на рис. 8



цы инзерской свиты, имеющие мощность от 600 до 900 и более метров. В западных районах Башкирского мегантиклинория (Каратауский структурный комплекс, Алатауский антиклинорий и др.) мощность терригенных пород инзерской свиты существенно меньше, а между ними и известняками катавской свиты присутствуют темно-серые, часто почти черные известняки подинзерских (симских) слоев (от 10-15 до 250-300 м). В разрезах инзерской свиты глинистые сланцы являются одним из наиболее характерных литотипов (рис. 23). В западной и центральной частях мегантиклинория они входят в состав различных по строению пакетов и пачек переслаивания алюмосиликокла-

стических и карбонатных пород. На северо-востоке мегантиклинория в разрезах у г. Катав-Ивановск и в нижнем течении р. Сатки нижние и средние уровни свиты сложены почти исключительно глинистыми сланцами и аргиллитами. В разрезах инзерской свиты на восточном крыле Башкирского мегантиклинория глинистые сланцы отсутствуют; основная роль принадлежит здесь алевролитам и мелкозернистым песчаникам [Маслов, 1988а; Маслов, Крупенин, 1991].

По данным И.М. Горохова с соавторами [Gorokhov et al., 1995] и Г.В. Овчинниковой с соавторами [1995], Rb/Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805-835 млн. лет. Изохронным Pb-Pb методом в последние годы датированы также известняки подинзерских слоев

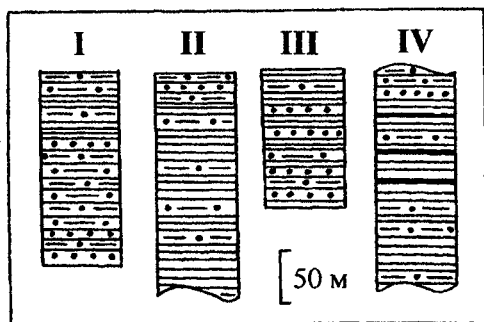


Рис. 21. Строение некоторых разрезов нугушской под-свиты зильмердакской свиты верхнего рифея.

I – р. Мал. Инзер выше д. Кумбино; II – р. Юрюзань ниже устья р. Буланка; III – окрестности с. Пороги; IV – верховья р. Ирля.

Условные обозначения см. на рис. 8

[Овчинникова и др., 1998], их возраст определен в 836 ± 25 млн. лет¹⁷.

Миньярская свита (500-800 м) представлена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками (как хемогенными, так и фитогенными); собственно известняки играют в разрезах свиты подчиненную роль. Строение разрезов миньярской свиты на территории мегантиклинория заметно варьирует, однако с учетом данных о распределении в них определенных форм строматолитов [Стратотип рифея..., 1983; Крылов, 1983; Раабен, 1985] для данного уровня каратавия намечаются четыре горизонта, выдержанные почти на всей площади структуры.

Глинистые сланцы в разрезах свиты имеют крайне незначительное распространение и наблюдаются в виде прослоев, мощность которых не превышает 3-5 – 10-25 см. Они типичны в основном для нижних и/или верхних частей разреза миньярской свиты.

По данным Г.В. Овчинниковой с соавторами [1998], исходя из средневзвешенных значений Pb-Pb датировок возраст доломитов миньярской свиты оценивается в 778 ± 80 млн. лет¹⁸.

¹⁷ В тексте здесь и далее при характеристике возраста пород каратауской серии приведены методически надежные датировки, кроме них в литературе известны многочисленные данные определения изотопного возраста (K-Ar метод) минералогически не изученных проб глауконита из верхней части катавской (970-938 млн. лет), низов и середины инзерской (896-853 млн. лет), верхней части инзерской (791-683 млн. лет), низов миньярской (740-710 млн. лет) и низов укской (658-600 млн. лет) свит [Гаррис и др., 1964; Гаррис, 1977; Стратотип рифея.... 1983; Козлов и др., 1990; и др.].

¹⁸ Это данные как по валовым, так и по обогащенным первичным карбонатным фазам.

Рис. 22. Строение некоторых разрезов бедерининской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея.

I – район д. Бакеево; II – бассейн р. Бол. Шаик; III – окрестности пос. Тельман; IV – окрестности пос. Миселя.

Словные обозначения см. на рис. 8

Укская свита (160-300 м) объединяет в верхней части карбонатные, а в нижней – терригенные (кварц-глауконитовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы) отложения, выстилающие согласно или местами с небольшим перерывом на породах миньярской свиты. Изохронный Rb-Sr возраст минералов группы глауконита из песчаников укской свиты составляет 688 ± 10 млн. лет [Горожанин, 1990].

Вендские осадочные ассоциации ашининской серии наиболее полно представлены на западном крыле мегантиклинория, где расчленены на семь свит: толпаровскую, суировскую, биевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую; первые две известны только в бассейне р. Зилим в окрестностях д. Толпарово. Все они имеют терригенный состав; глинистые породы встречаются в их разрезах преимущественно в виде прослоев или пропластков в составе пачек переслаивания с песчаниками и алевролитами и в целом распределены достаточно равномерно. Единственным исключением здесь являются т.н. “венчающие доломиты” в разрезе толпаровской свиты – пласт доломитов мощностью около 5 метров с микроконкрециями фосфоритов и обломками доломитов, перекрывающий микститы [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988, 1995].

Толпаровская свита представлена довольно однородной толщей песчаников, среди которых в виде маломощных прослоев и линз присутствуют конгломераты (в основании разреза), алевролиты и аргиллиты. Мощность ее достигает 400-600 (?) м.

Суировская свита объединяет песчано-алевролитовые мик-

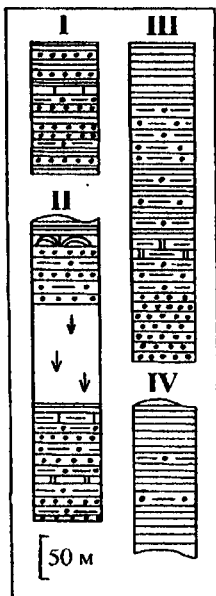
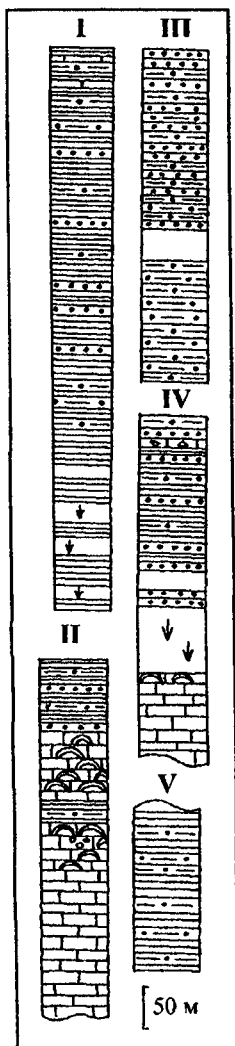


Рис. 23. Строение ряда разрезов инзерской свиты верхнего рифея.

I – окрестности г. Катав-Ивановска; II – руч. Манайли, бассейн р. Зилим; III – р. Белая, устье р. Ирля; IV – окрестности д. Бакеево; V – д. Новосантово.

Условные обозначения см. на рис. 8



ститы с валунами осадочных и магматических (редко) пород, алевролиты и аргиллиты. Мощность свиты составляет до 350 м.

Бакеевская свита складывается в основном песчаниками и алевролитами; в ряде разрезов с ними ассоциируют аргиллиты и глинистые сланцы. Мощность ее не более 140-160 м.

Урюкская свита (мощность до 200-250 м) представлена в нижней части полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов, а в верхней преобладают более тонкозернистые породы - алевролиты и песчаники, очень редко среди них наблюдаются пропластки аргиллитов.

Басинская свита объединяет преимущественно песчаники и алевролиты; подчиненную роль имеют в разрезах свиты аргиллиты и глинистые сланцы. Мощность свиты до 1000 м.

Перекрывающая ее **куккараукская свита** представлена мелко- и среднегалечниковыми конгломератами, гравелитами, а также крупно- и грубозернистыми песчаниками с прослоями и линзами более крупного материала. Мощность свиты достигает в западных районах Башкирского мегантиклинория 250-300 м.

Зиганская свита складывается песчаниками, алевролитами и гравийно-галечниковыми породами; мощность ее около 450-500 м.

Возраст глауконита из песчаников базальной части бакеев-

кой свиты в типовом разрезе составляет по К-Аг методу 605 и 609 млн. лет [Вендская система..., 1985]. В.М. Горожаниным [1995] глаукониты бакеевской свиты датированы 618 ± 13 млн. лет (Rb-Sr метод). Глауконит из песчаников урюкской свиты имеет возраст 582 и 569 млн. лет по К-Аг методу [Стратотип рифея..., 1983]. Изотопный возраст глауконита из песчаников и алевролитов басинской свиты составляет по К-Аг методу от 600 до 557 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (данные петрографических и рентгеноструктурных исследований)

Сведения о петрографическом составе глинистых сланцев и данные рентгеноструктурных и термических исследований их можно найти в работах Л.В. Анфимова, Т.Ю. Веретенниковой, Э.З. Гарева, Л.А. Гениной, И.Г. Демчук, Н.И. Кагармановой, Г.В. Карповой, М.Т. Крупенина, В.П. Парначева, В.Г. Петрищевой, А.М. Сульман, З.В. Тимофеевой и ряда других авторов, опубликованных в 1975-98 гг.

Достаточно полный анализ большинства указанных работ сделан нами ранее в специальном разделе, посвященном минералогии глинистых сланцев, ретроспективного обзора результатов седиментологических, палеогеографических и литолого-петрогеохимических исследований отложений типового разреза рифея [Маслов и др., 1998]. Из этого обзора видно, что исследования касались в основном отдельных свит и районов развития рифейских отложений. При этом связь собственно минерального состава глинистых пород с палеогеографическими условиями их формирования авторами практически не исследовалась. Исключением являются выводы о возможном гидрослюдистом профиле выветривания в бакальское и каолиновом профиле выветривания в зигазино-комаровское время [Карпова, Тимофеева, 1975], представления о возможной принадлежности осадков зигальгинской и таганайской свит к высокоглиноземистой формации [Головенко, 1977], а также данные о наличии индикатора аридных условий седиментации - палыгорскита - в глинистых породах айской и зильмердакской свит [Сульман, Демчук, 1978].

Наиболее полное изучение глинистых минералов и пород в разрезах стратотипа рифея проведено Л.В. Анфимовым [1997]. Автором выделены группы глинистых пород по степени их вторичного преобразования и ряд минеральных фаций литогенеза. Одна-

ко принципы изучения (анализ прежде всего аутигенных минералов) и способ изложения материала (обобщение данных по вещественному составу в рамках выделенных автором петрографических типов) вне зависимости от их стратиграфического положения и палеогеографических условий образования, не позволяют эффективно использовать приводимые Л.В. Анфимовым данные для целей стратиграфических сопоставлений и тем более палеогеографических реконструкций. По материалам Л.В. Анфимова, известные в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория глинистые породы по особенностям вещественного состава и структурным параметрам представляют собой достаточно измененные постседиментационными процессами образования. Присущая им в естественных разрезах и обнажениях тонкоплитчатая отдельность обусловила использование подавляющим большинством исследователей при их описании термина “глинистые сланцы”. Породы подобного облика имеют в Башкирском мегантиклинории достаточно широкое распространение, составляя от 20 до 50-60 и более процентов (по мощности) многих литостратиграфических подразделений. Под микроскопом для них типичны пелитовые и бластопелитовые структуры, образованные микрочешуйчатыми агрегатами гидрослюды, хлорита и серицита; в подчиненном количестве наблюдаются мусковит, биотит, глауконит, кальцит и доломит, гидроокислы железа, гематит, углеродистое вещество и ряд других компонентов. Для большинства глинистых сланцев и аргиллитов рифея и венда характерно также присутствие мелкоалевритовой примеси кварца, микроклина и плагиоклаза.

На основании изучения степени постдиагенетических изменений глинистых сланцев Л.В. Анфимовым [1997] выделено несколько их петрографических типов: 1) микросланцы пелитовые аргиллитовидные; 2) сланцы пелитовые; 3) филлитовидные сланцы; 4) филлиты.

А р г и л л и т о в и д н ы е м и к р о с л а н ц ы характерны в основном для отложений верхнего рифея западного крыла Башкирского мегантиклинория. По составу среди них могут быть выделены кварц-гидрослюдистые и кварц-хлорит-гидрослюдистые разно-

сти. С л а н ц ы п е л и т о в ы е преобладают в разрезах нижнего и среднего рифея; несколько реже они присутствуют среди отложений зильмердакской свиты. По составу они близки к аргиллитовидным микросланцам. Ф и л л и т о в и д н ы е с л а н ц ы и ф и л л и т ы имеют локальное распространение и встречаются в пределах гидротермально-метасоматических рудных полей или тяготеют к крупным тектоническим нарушениям. Они типичны для отложений бурзянской серии северо-восточных и центральных районов мегантиклинория. В составе этого типа исходно глинистых пород преобладают серицит, мусковит и хлорит; в подчиненном количестве присутствуют стильпномелан и пиррофиллит.

Наиболее характерная особенность состава глинистых пород рифея, по представлениям Л.В. Анфимова [1997, стр. 61], состоит в его однообразии и выраженности *“... характерным парагенезом диоктаэдрических слюдястых минералов и хлоритов, что является ассоциацией предельно измененных глин в катагенезе”*. Кроме указанного преобладающего парагенеза в глинистых породах Л.В. Анфимовым отмечены реликты аллотигенных минералов: в микропелитовых и пелитовых сланцах это гидратированный биотит, мусковит, кварц, полевые шпаты, в филлитовидных сланцах и филлитах - хлоритизированный биотит, мусковит, кварц, полевые шпаты. Подтверждено присутствие в филлитовидных сланцах и филлитах зигазино-комаровской свиты небольших количеств стильпномелана и пиррофиллита, а также фенгита (для бакальской свиты). Среди аргиллитовидных микросланцев и сланцев пелитовых различных возрастных уровней изредка отмечаются глауконит, а также смешанослойные образования (монтмориллонит-гидрослюда, хлорит-гидрослюда и хлорит-вермикулит).

Впервые характеристику минерального состава глинистых пород всего разреза верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория дали А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978]. Ими показано, что во фракции < 0.001 мм диоктаэдрические слюды политипа 1М и смешанослойные образования наблюдаются только в западном крыле структуры; слюды политипа 2М были признаны авторами обломочными. На восточном крыле мегантиклинория преобладающим

компонентом глинистых пород являются слюды, относящиеся к политу типу 2М, в резко подчиненном количестве развиты смешанно-слоистые неразбухающие образования типа слюда-хлорит (авзянская и укская свиты). Установлено, что хлорит в глинистых породах рифея представлен железистой (айская, бакальская, зильмердакская свиты) и магнезиально-железистой разновидностями. Отмечено, что наибольшей информативностью относительно состава исходной тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в седиментационные бассейны с палеоводосборов, обладают глинистые породы из разрезов западного крыла мегантиклинория.

Ниже кратко приведена характеристика состава глинистых сланцев для каждого литостратиграфического подразделения типового разреза рифея и ашинской серии. Естественно, что данная характеристика в значительной мере неравномерна и определяется уровнем наших сегодняшних знаний по составу тех или иных подразделений верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория.

Айская свита. По вещественному составу исходно глинистые породы айской свиты могут быть подразделены на кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и углеродисто-серицито-глинистые [Геология и палеогеография..., 1977]. Последние характерны для кисеганской и сунгурской подсвит. Тонкодисперсное органическое вещество тяготеет здесь к пропласткам кливажа течения, а также наблюдается в виде пятен и сгустков неправильной формы в основной ткани сланцев. В последней иногда можно также видеть некоторое количество кальцита или доломита.

В нижней части айской свиты преобладают кварц-гидрослюдистые¹⁹ сланцы с переменным количеством хлорита. Основная их

¹⁹Под гидрослюдой авторами понимается слюдитый минерал сложного состава, содержащий как собственно гидрослюду, так и тонкошпайчатый серицит. На кривых *ДТА* для него регистрируется два эндотермических эффекта в интервале 500-700°C и при 800-1000°C. На дифрактограммах природных образцов отмечаются острые симметричные базальные 10-ни стремные рефлексы, характеризующие серицит, тогда как при изучении тонких фракций отмечается асимметрия первого базального рефлекса в сторону малых углов [Сульман, Демчук, 1978]. При оптическом изучении тонкозернистая основная ткань, как правило, характеризуется ориентированным погасанием, но пониженным относительно серицита двуупреломлением, что объясняется тонким сростанием гидрослюдисто-серицитового агрегата, содержащего еще и примесь хлорита.

ткань характеризуется как отсутствием ориентированного погасания, так и его достаточно хорошей выраженностью; в ряде случаев хорошо проявлен и кливаж течения, маркируемый тонкими полосами гидроокислов железа. Более или менее равномерная импрегнация гидроокислами железа и гематитом характерна иногда и для основной ткани сланцев. Можно видеть также чередование тонких слоев кварц-гидрослюдистого и хлорит-гидрослюдистого состава, разделенных кливажом течения.

Глинистые породы в разрезах свиты приурочены в основном к песчано-сланцевой (ефремовской) подсвите, известной в западном обрамлении тараташского метаморфического комплекса, и представлены прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев темно-серого или почти черного цвета, чередующимися с алевролитами. По степени постседиментационных преобразований они относятся к пелитовым микросланцам (отроги горы Мал. Миасс) и филлитовидным сланцам (карьер в устье р. Навыш). Прослои пелитовых микросланцев вишнево-бурого и зелено-серого цвета с примесью алевроитового материала наблюдаются также в верхней части навышской подсвиты (район д. Аршинка, среднее течение руч. Черный ключ).

По данным В.И. Козлова и Л.В. Анфимова (неопубликованный отчет 1975 г.), глинистые сланцы из разрезов свиты на западном крыле Тараташского антиклинория представлены преимущественно гидрослюдой; подчиненную роль в их составе играют каолинит и палыгорскит²⁰.

А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978] указали на присутствие в глинистых сланцах айской свиты гидрослюды 2М, железистого хлорита и палыгорскита, однако ими была проанализирована всего одна (!!! – *А.М. и др.*) проба сланцев данного уровня.

По данным, приведенным в работе [Кагарманова, 1998], среди глинистых минералов в разрезах айской свиты на западном крыле Тараташского антиклинория преобладают гидрослюда 1М, 2М₁, железистый хлорит, встречается примесь смешанослойного обра-

²⁰Природу каолинита и палыгорскита авторы не уточнили.

ования хлорит-вермикулит. Нам представляется, что присутствие смешанослойного образования в данном случае является признаком слабой степени преобразования пород в эпигенезе, хотя мы допускаем возможность и иной трактовки его природы. На Ефремовских горах и отрогах горы Ерохина в темно-серых глинистых алевролитах и тонких прослойках пелитовых микросланцев среди пошумиктовых песчаников и гравелитов отмечается присутствие обломочного гидратированного и хлоритизированного биотита и обломочных чешуек мусковита, достигающих 2-3 мм длины. Показателем в целом невысокая степень эпигенетических преобразований пород, отвечающая уровню глубинного катагенеза. В некоторых образцах (разрез по руч. Черный Ключ у д. Аршинка и др.) в прослойках изначально пелитового состава ориентированное погасение алюмосиликатной основной массы проявлено достаточно хорошо. До 80% ее вовлечено в ориентированную перекристаллизацию, сопровождающуюся появлением ярко-желтых цветов интерференционной окраски; в других образцах (например из разреза на Ефремовских горах) алюмосиликатная существенно гидрослюдистая основная масса имеет слабо выраженную кристаллизационную слащеватость (нечетко ограниченные участки с серо-желтой интерференционной окраской на фоне агрегатно погасающей основной массы).

Кроме слоистых алюмосиликатов в глинистых породах айской свиты нашими исследованиями подтверждено нахождение в незначительном количестве палыгорскита. Его диагностика осуществлена на основе присутствия на дифрактограммах небольших отражений 6.5 и 5.6 *анг* и по наличию тонких волокон в суспензионных препаратах, изученных с помощью электронного микроскопа. Известно, что наличие в глинистых породах палыгорскита может свидетельствовать о формировании тонкого обломочного материала в аридных условиях, однако до настоящего времени история его в исходно глинистых породах типового разреза рифея не реконструирована – не ясно, сохранился ли он в породах непосредственно со стадии седиментогенеза или возник за счет процессов трансформации исходного алюмосиликокластического материала в ката- и метагенезе.

На юго-западной периферии Тараташского массива глинистые отложения в основном приурочены к верхним частям айской свиты (кисеганская и сунгурская подсвиты). Породы здесь метаморфизованы в зеленосланцевой фации и представлены филлитовидными серицит-хлоритовыми сланцами с лепидо-гранобластовой структурой. Основная роль в них принадлежит гидрослюде поли типа $2M_1$ и железистому хлориту.

Саткинская свита. Состав глинистых минералов саткинской свиты изучен очень слабо, что связано, по-видимому, с ее преобладающим карбонатным составом. Основное количество глинистых сланцев приурочено на данном уровне, как указывалось выше, к половинкинской подсвите.

По данным, приведенным в работе [Нижний рифей..., 1989], углеродисто-глинистые и глинистые сланцы саткинской свиты представлены тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды или гидрослюды и хлорита с переменным количеством мелко- и крупноалевритовых зерен кварца и плагиоклазов.

В нижней части верхнекусинской подсвиты среди доломитов наблюдаются маломощные прослои кварц-гидрослюдистых и кварц-хлорит-гидрослюдистых сланцев [Маслов, Крупенин, 1991]. В первых основная ткань представлена тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды, не имеющим в большинстве случаев ориентированного погасания. Наблюдается значительное количество почти полностью аморфизованного биотита (?), присутствуют также единичные чешуйки хлорита. Терригенная примесь представлена мелкоалевритовыми зернами кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов.

Кварц-хлорит-гидрослюдистые сланцы содержат в основной ткани тонкочешуйчатую смесь гидрослюды и хлорита, а также довольно крупные пакеты мусковита и хлорита, интенсивно пигментированные гидроокислами железа; на наш взгляд, их можно рассматривать как реликты обломочного биотита. Много здесь и полуморфизованных чешуек последнего, по которым интенсивно развивается хорошо окристаллизованный гематит. По данным рентгеновского изучения, основными глинистыми минералами являются гидрослюда поли типов $1M$ и $2M_1$ и хлорит.

В половинкинской подсвите саткинской свиты главная роль принадлежит кварц-гидрослюдистым сланцам с незначительной примесью мелкоалевритового кварца и плагиоклазов; присутствуют также реликты обломочного биотита. Основная ткань сланцев представлена собственно гидрослюдой с той или иной долей термической примеси. Для большинства изученных нами образцов из разреза по правому берегу р. Сатка у комбината "Магнезит" характерно хорошо выраженное ориентированное погасание основной ткани сланцев в пределах всей площади шлифа. Рентгеновское изучение проб из данного разреза показало присутствие хорошо окристаллизованной слюды поли типа 2M₁ и плохо окристаллизованного магнезиально-железистого хлорита с диффузными рефлексами первого и второго базальных отражений (13.6 и 7.2 *анг*, проба 413к).

Прослои глинистых филлитовидных сланцев отмечаются среди доломитов и в верхней части саткинской свиты. В карагайском горизонте верхнесаткинской подсвиты в пределах Карагайского магнезитового месторождения (Саткинская группа) в надрудной доломитовой толще присутствуют прослои темно-серых глинистых сланцев с примесью доломита мощностью до 1 м. Глинистая фаза прослоя представлена преимущественно хорошо окристаллованным магнезиально-железистым хлоритом; в виде примеси иногда присутствует слюда поли типа 2M₁ [Кагарманова, 1998, рис. 19]). В прослоях филлитовидных сланцев, контактирующих с магнезитовыми сланцами, наряду с преобладающим железисто-магнезиальным хлоритом присутствует тальк (9.25, 4.60, 3.12 *анг*, проба Кар8-3d). Тальк наблюдался в породе также и визуально.

Бакальская свита. Глинистые породы бакальской свиты изучены сравнительно подробно, особенно в районе Бакальского рудного поля.

Среди углеродисто-глинистых сланцев макаровской подсвиты бакальской свиты макроскопически могут быть выделены два основных типа - массивные или неяснополосчатые и тонкополосчатые. Основная ткань в сланцах первого типа складывается агрегатом тонкозернистой низкодвуупреломляющей гидрослюды и тонкоче-

шуйчатого серицита с некоторой примесью хлорита. В небольшом количестве присутствуют обломочные чешуйки слюды размером до 0.05 мм. Под микроскопом можно видеть слабо проявленное ориентированное микроагрегатное погасание. При проявлении кливажа развиваются новообразования гидрослюды линзовидной и веретенообразной формы длиной до 0.2 мм с желто-красным цветом интерференционной окраски и интенсивно проявленным ориентированным погасанием. Основная ткань имеет слабую псевдоабсорбцию, связанную, по-видимому, с присутствием железистой разновидности гидрослюды. Количество обломочной примеси, представленной преимущественно корродированным мелкоалевритовым кварцем, варьирует от 3-5 до 30-40%, составляя в среднем 10-15%. В ассоциации с кливажом течения в виде тонких пологоволнистых пленок, а также в виде равномерной диффузной импрегнации основной ткани породы наблюдается органическое шунгитоподобное²¹ вещество. Карбонатная примесь, как правило, отсутствует; только изредка наблюдаются “скелетные выделения” кристаллов железистых карбонатов. На отдельных участках в виде неправильных по форме моночешуек, розеток или агрегатов чешуек присутствует хлорит.

Тонкополосчатые глинистые сланцы характеризуются чередованием слойков (полос) с различным содержанием обломочного кварца. Толщина слойков колеблется от 1-2 мм до 1-2 см. Наиболее тонкие слойки образованы сериями микролинзочек мелкоалевритового кварца, разделенными пропластками гидрослюдистого состава. В собственно пелитовых (исходно) прослоях основная ткань складывается преимущественно тонкочешуйчатой гидрослюдой, в ассоциации с которой изредка присутствуют хлорит, микрокристаллы кальцита и железистого карбоната (анкерит?). Рассеянное органическое вещество ассоциирует здесь, как и в сланцах первого типа, в основном с пропластками кливажа течения. Часто можно видеть тонкие (0.1-0.3 мм) прослои и микролинзы тонкого пелитового ма-

²¹ По данным термического анализа, температура начала выгорания углеродистого вещества составляет 480-500°C, а максимум реакции наблюдается в интервале 555-565°C, что и позволяет относить данное вещество к шунгиту [Крупенин и др., 1994].

териала, интенсивно импрегнированные шунгитоподобным веществом и имеющие более темную, чем окружающие их участки, окраску.

В составе малобакальской подсвиты бакальской свиты также известны массивные и тонкополосчатые углеродисто-глинистые сланцы. Породы первого типа слагаются крипточешуйчатой гидрослюдой, серицитом и хлоритом. Для них характерны различной степени агрегатное угасание основной ткани и кливаж. Количество терригенной примеси (в основном кварц, существенно реже - полевые шпаты) не превышает 10-15%. Наблюдаются также микроромбоидры (0.05-0.07 мм) доломита, распределенные более или менее равномерно по всей породе или тяготеющие к кливажу течения. В некоторых случаях присутствует эпигенетический карбонат, выполняющий секущие трещинки. Макроскопически наблюдаемая в породах описываемого типа неотчетливая полосчатость обусловлена неравномерным распределением карбоната или различной интенсивностью развития кливажа течения.

Тонкополосчатые алевролитистые низкоуглеродистые сланцы обнаруживают чередование темно- и светлоокрашенных полос шириной от 0.1-0.2 до 10 мм. Светлые интервалы сложены преимущественно алевроитовым кварцем. Иногда к ним приурочены и микроразрешимые кристаллы кальцита. Темные полосы представлены почти исключительно тонкочешуйчатой гидрослюдой и серицитом; редко здесь можно наблюдать и хлорит. Темная окраска слоев этого типа обусловлена интенсивной импрегнацией их органическим веществом, либо наблюдающимся в виде тонкорассеянной примеси, либо входящим в состав прожилков кливажа течения, или ассоциирующим с гидроокислами железа. В ряде случаев для сланцев этого типа характерны микроплочатость и присутствие кристаллов железистого карбоната, тяготеющих почти исключительно к прослоям, обогащенным обломочным кварцем.

По данным В.И. Козлова и Л.В. Анфимова (1975 г.), а также А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978], во фракции менее 0.001 мм из глинистых сланцев присутствуют гидрослюда полиморфов 1М и 2М и железистый хлорит; как примесь наблюдаются смешанослойные

образования типа слюда-монтмориллонит. Г.В. Карпова и З.В. Тимофеева [1975] указывали здесь также на наличие фенгита. Ими же был сделан вывод об унаследованном со стадии седиментогенеза характере минеральных ассоциаций глинистых сланцев саткинской и бакальской свит.

Хлориты в глинистых сланцах макаровской подсвиты, а также в иркусканской и шиханской пачках малобакальской подсвиты на кривых термического анализа характеризуются экзотермическим эффектом при 300-400 и 560°C и ослабленными первым и третьим рефлексамми относительно второго и четвертого на дифрактограммах, что указывает на их повышенную железистость. М.Т. Крупениным с соавторами [1994] исходя из данных дифференциально-термического анализа высказано мнение, что в глинистых сланцах рассматриваемого уровня присутствует хлорит нескольких генераций (на кривой ДТГ ступенчатая диссоциация хлорита в пробах с образованием или эндоэффекта в интервале 500-600°C). По форме эндотермического пика диссоциации можно выделить хлориты трех типов: 1) с узким высоким пиком; 2) с симметричным пиком средней ширины и высоты; 3) с широким асимметричным или двойным пиком. Первый тип, очевидно, связан с хорошо окристаллизованной фазой хлорита, второй - с присутствием близких по свойствам нескольких переходных тонкодисперсных генераций; третий - с присутствием смеси указанных выше типов. Общее содержание хлорита в изученных пробах составляет от 15-20 до 35-40%.

По данным рентгеновского и электронномикроскопического анализов [Крупенин и др., 1994], в низкоуглеродистых глинистых сланцах из мощных (до 100 м и более) пачек глинистых пород бакальской свиты (макаровская подсвита, иркусканская пачка малобакальской подсвиты и др.) отмечаются реликты тонкодисперсной фазы смешанослойных разбухающих образований монтмориллонит-вермикулитового ряда с размером частиц менее 0.01 мкм. Изучение тонкой фракции глинистых сланцев термическим методом позволило установить, что для ряда проб при 1050°C наблюдается высокотемпературный эндоэффект, переходящий в экзотермичес-

кий, подобно *S*-образному эффекту некоторых монтмориллонитов [Сульман и др., 1974]. Для слюд на кривых ДТА характерно присутствие двух эндоэффектов: при 500-600°C (дегидратация гидрослюда) и при 800-1000°C (дегидратация тонкочешуйчатого серицита). Гидрослюда и серицит присутствуют, по данным термогравиметрии, примерно в равных количествах.

Выполненное нами рентгенографическое изучение глинистых пород бакальской свиты также подтверждает присутствие в них диоктаэдрической слюды, хлорита, примеси кварца, реже альбита, различных железистых карбонатов. Анализ более 60 дифрактограмм природных образцов (табл. 1 - все таблицы см. в Приложении) показал, что слюды представлены политипами $2M_1$ и $1M$ ($2M_1 > 1M$). В некоторых пробах, отобранных вне пределов сидеритовых месторождений, слюды представлены исключительно политипом $2M_1$. Гидрослюдистый компонент, как правило, в природных образцах не фиксируется, базальные отражения (10 анг) характеризуются симметричностью, однако в тонких фракциях ($< 0.001 \text{ мм}$), исследованных ранее [Сульман, Демчук, 1978], отмечалась асимметрия в сторону малых углов, что свидетельствует об обогащении их гидрослюдистым материалом.

Термические исследования подтверждают присутствие в породах гидрослюда, имеющей пологий эндоэффект в интервале температур 500-700°C.

Индекс кристалличности (Y_k), измеренный по пику 10 анг [Демчук, 1998], варьирует для глинистых пород бакальской свиты от 0 до $0.26^\circ 2\Theta$ и составляет в среднем $0.12^\circ 2\Theta$, что подтверждает присутствие слабо окристаллизованного гидрослюдистого материала. В хорошо окристаллизованных слюдах нижнего и среднего (?) рифея данный показатель составляет $\sim 0^\circ 2\Theta$, а в слабо преобразованных верхнерифейских глинистых породах - в среднем $0.37^\circ 2\Theta$. Для определения Y_k нами использована формула, предложенная Уорреном:

$$B_{\text{крист}} = \sqrt{(B_{\text{эксп}}^2 - B_{\text{инстр}}^2)},$$

где $B_{\text{эксп}}$ - ширина пика 10 анг на половине высоты, а $B_{\text{инстр}}$ - ширина кварцевого пика (4.25 анг) на половине высоты; вычислен-

ное в миллиметрах $B_{\text{крист}}$ переводится в градусы (угловая ширина). Измерения проводились на дифрактограммах природных образцов, снятых методом порошка в кювете, поэтому полученные значения Y_k характеризуют суммарный вклад как трансформированных разностей, так и аллотигенных слюд модификации $2M_1$. Для слюд, подвергшихся существенным постседиментационным изменениям, $Y_k=0$. Авторами получено корректное разграничение Y_k для слюд из различных литостратиграфических подразделений рифея Башкирского мегантиклинория.

Параметр b слюд бакальской свиты колеблется в интервале от 8.99 до 9.02. Это подчеркивает диоктаэдрический характер слюдистых минералов и указывает на существенно алюминиевый их состав [Демчук и др., 1997].

В примеси к слюдистым минералам очень часто наблюдаются хлориты. Они хорошо фиксируются на дифрактограммах природных образцов. В отличие от слюды хлориты характеризуются плохой окристаллизованностью, имеют слабый и широкий первый малоугловой рефлекс (13.9-14.2 *анг*) и более интенсивный, но также широкий (пик-галло) рефлекс в области 7 *анг*. В редких пробах хлорит и слюда находятся в равных количествах. Ослабление интенсивности нечетных отражений хлорита относительно четных указывает на его железистость. Параметр b , измеренный по отражению 060 по методу Широу [Бриндли, 1965], составляет ~9.32, что позволяет отнести хлориты к магнетиально-железистой группе. Исходя из указанных значений параметра b , число октаэдрических катионов Fe^{2+} в кристаллической решетке хлорита равно 3.

Рентгеновский анализ большого количества (более 60) образцов глинистых пород бакальской свиты из различных районов ее развития не обнаружил присутствия даже незначительной примеси пирофиллита, в то время как он отмечен в работе [Анфимов, Кагарманова, 1995] для всех свит нижнего рифея.

Большееинзерская свита. В разрезах данного литостратиграфического подразделения глинистые сланцы и низкоуглеродистые их разновидности наблюдаются в виде относительно маломощных прослоев среди песчаников и карбонатов или слагают более или менее однородные интервалы мощностью до 100 м [Нижний

рифей..., 1989]. Окраска их серая и темно-серая. По составу среди них могут быть выделены следующие разновидности [Маслов, Гарсев, 1983]: 1) кварц-хлорит-серицитовые низкоуглеродистые; 2) кварц-хлорит-серицитовые; и 3) кварц-серицитовые. Преобладают в разрезах свиты породы первого и второго типов. Для них характерна микрослоистая текстура, выраженная чередованием слоев алевроито-глинистого состава и собственно глинистых. Основная ткань сланцев представлена тонкочешуйчатым агрегатом серицита и мусковита, а также зернами мелкоалевритового кварца и полевых шпатов. Часто здесь же присутствуют порфировласты вторичного воднопрозрачного кварца и биотита; наблюдаются крупные линзовидные чешуйки хлорита, кристаллы кальцита и доломита.

По нашим данным, глинистые породы большеинзерской свиты представлены хорошо окристаллизованными серицитом полилита 2M₁ и железистым хлоритом. Породы свиты преобразованы на уровне метagenеза и относятся к филлитовидным сланцам.

Суранская свита. В разрезах суранской свиты глинистые сланцы и низкоуглеродистые их разновидности играют основную и преобладающую роль в составе бердагуловской, ангастакской и сердаукской подсвит, образуя самостоятельные пакеты и пачки или участвуя в пакетах чередования с песчаниками и алевролитами, а также карбонатными породами. Это темно-серые, серые или почти черные породы, характеризующиеся неравномерной полосчатостью или неслоистым обликом. Для ангастакской подсвиты характерны исходно глинистые породы голубовато-серой окраски.

Среди глинистых пород преобладают кварц-гидрослюдистые разновидности с переменным количеством мусковита. В основной ткани их иногда наблюдаются и порфировласты хлорита. Характерная особенность пород - присутствие хорошо выраженного кливажа течения, с которым ассоциирует тонкодисперсное органическое вещество. По данным рентгеновского изучения, черные филлитовидные сланцы миньякской и бердагуловской подсвит сложены серицитом полилита 2M₁ с примесью магнетиально-железистого хлорита, кварца и альбита. Параметр *b* серицитов колеблется в интервале 9.02-9.04 *анг*. Для сланцев ангастакско-сердаукского уровня

отмечено присутствие как чисто серицитовых разностей, так и пород с существенной примесью магнезиально-железистого хлорита. Кроме того, присутствует примесь доломита, кварца. Хлорит и серицит хорошо окристаллизованы. Параметр b серицитов составляет 9.00 анг.

Юшинская свита. Для данного уровня типового разреза рифея характерны глинистые и углеродисто-глинистые сланцы темно-серой или почти черной окраски, характеризующиеся тонкой плитчатостью и неравномерным или относительно равномерным распределением алевритового и тонкодисперсного углеродистого материала [Нижний рифей..., 1989]. По составу это - кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы с некоторой примесью зерен алевритового кварца. Под микроскопом в них наблюдается тонко- и мелкочешуйчатый агрегат в той или иной мере ориентированно погасающей гидрослюда и хлорита с пластинками обломочного серицита; в резко подчиненном количестве здесь можно видеть полуаморфизованный (гидратированный и замещенный гидроокислами железа и хлоритом) биотит.

Машакская свита. По данным В.П. Парначева с соавторами [1986], в машакском и шатакском комплексах алевропелитовые сланцы представлены прослоями различной мощности в составе пачек переслаивания с алевролитами и редко – песчаниками. Это темно- и/или зеленовато-серые породы со сланцевой текстурой. Основными их компонентами являются гидрослюда, монтмориллонит и каолинит (редко)²²; подчиненную роль в составе сланцев играют зерна алевритового кварца и полевых шпатов. По данным указанных авторов, по химическому составу, значительная часть известных в разрезах машакской свиты алевропелитовых и пелитовых пород являются “... глинизированными пелловыми туфами или туффитами”. В.Н. Подковыров и Э.З. Гареев [1995] указывают, однако, на преобладание в разрезах свиты обычных гидрослюдистых и хлорит-гидрослюдистых сланцев.

Зигазино-комаровская свита. По данным В.Н. Подковыро-

²² Генезис монтмориллонита и каолинита, т.е. приуроченность к той или иной стадии формирования пород, авторами специально не рассматривался

на и Э.З. Гареева [1995], в нижней части свиты преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые сланцы. В районе Бакальского рудного поля в основании свиты наблюдается специфический горизонт углеродистых кварц-серицитовых сланцев. Содержание C_{org} в породах достигает 2-4% и является максимальным для всего стратотипического разреза рифея. Породы интенсивно перемяты. Основная масса сланцев черная, практически непрозрачная из-за примеси тонкодисперсного углерода²³. Отложения характеризуются низкой отсортированностью: в основной ткани присутствуют кварцевые зерна алевритовой и песчаной размерности. В значительном количестве наблюдается здесь и обломочный серицит, изредка отмечается гидратированный биотит.

Для отложений данного горизонта В.А. Филипповым [1983] отмечено присутствие фосфоритовых галек. Здесь же наблюдаются пласти-конкреции диагенетических сидеритов. Все это, вероятно, свидетельствует об особых фациальных условиях накопления осадков данного стратиграфического уровня. Видимо, в начале зигазино-комаровского времени накопление тонкой алюмосилико-кластики происходило в основном в обстановках заливно-лагуно-по побережья, где обилие тонкодисперсной органики создавало специфические условия, сходные с теми, что типичны для глубоководных бассейнов с вертикальной стратификацией водной массы.

При рентгеновских исследованиях в отложениях зигазино-комаровской свиты обнаружены диоктаэдрическая слюда, кварц, иногда в виде незначительной примеси присутствует магнезиально-железистый хлорит. Слюда во всех изученных пробах представлена политипом $2M_1$ и хорошо окристаллизована (индекс кристалличности, измеренный по пику 10 ang , равен $0^\circ 2\Theta$).

Верхние горизонты зигазино-комаровской свиты представлены, по нашим данным, кварц-гидрослюдистыми сланцами с примесью (10-20%) крупноалевритового кварца и низкоуглеродистыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Основная ткань первых

²³ Последний под электронным микроскопом наблюдается в виде округлых глобуль размером около 0.01 мкм.

образована тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюда, не обнаруживающим часто ориентированного погасания.

В кварц-хлорит-серицитовых сланцах основная ткань сложена слабо ориентированным агрегатом микрочешуек гидрослюда, в котором присутствуют порфиروبласты хлорита. Иногда для пород этого типа характерна микрослоистость, подчеркнутая тонкими (0.1-0.3 мм) полосами и пропластками, обогащенными в той или иной мере углеродистым материалом.

Авзянская свита. По данным В.И. Козлова и Л.В. Анфимова (1975 г.) и А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978], в разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория в глинистых сланцах авзянской свиты преобладают гидрослюда 1М и железисто-магнезиальные хлориты; присутствуют также смешанослойные образования. На восточном крыле данной структуры преимущественная роль принадлежит гидрослуде 2М и железистому хлориту; смешанослойные образования наблюдаются исключительно редко.

В.И. Козлов и Л.В. Анфимов (1975 г.) указали также на некоторые вариации состава сланцев из различных подсвит авзянской свиты. Так, для малоинзерского и куткурского подуровней в разрезах западного крыла мегантиклинория характерно преобладание гидрослюда поли типа 1М, в сланцах реветской подсвиты основную роль играет железисто-магнезиальный хлорит; гидрослюда имеет подчиненное значение, а смешанослойные образования наблюдаются только в виде примеси. В глинистых сланцах из разрезов центральной части мегантиклинория преобладает гидрослюда поли типа 2М, а в виде примеси присутствует железистый хлорит.

По нашим данным, для катаскинской и малоинзерской подсвит типичны кварц-гидрослюдистые с той или иной долей хлорита глинистые сланцы. Основная ткань их имеет неотчетливое ориентированное погасание. Иногда можно видеть тонкую прерывистую слоистость, подчеркнутую прослоями, обогащенными полуморфизованным обломочным биотитом, кварцем или микроклином алевритовой размерности. Толщина подобных прослоев составляет от 0.5 до 2-4 мм. Общее количество терригенной примеси в сланцах варьирует от единичных зерен до 25-30%.

При изучении особенностей строения кристаллической решетки диоктаэдрических слюд авзянской свиты Туканского рудного района, так же как и для глинистых пород зигазино-комаровского уровня, было установлено, что они имеют более высокие значения параметра b (9.02-9.04 анг), чем слюды бакальской и зигазино-комаровской свит Бакальских месторождений (соответственно, 8.99-9.02 анг). Это, по всей видимости, свидетельствует о преобладании в составе последних алюминия, при незначительной роли в качестве изоморфных примесей катионов Mg^{2+} , Fe^{2+} [Демчук и др., 1997].

В окрестностях пос. Бол. Бретьяк, в отложениях авзянской свиты нами обнаружены глинистые сланцы, для дифрактограмм природных образцов которых характерно значительное уменьшение базальных рефлексов (10 анг) относительно двумерных отражений (4.46, 2.56 и 1.50 анг), что создает видимость малого содержания глинистых минералов. Пересчет данных химических анализов показывает, однако, что количество глинистых минералов в образцах в несколько раз превышает то значение, которое определяется по интенсивности первого базального отражения на дифрактограммах [Крупенин и др., 1997]. Оптическое изучение шлифов подтвердило преобладание в пробах тонкодисперсного глинистого вещества, причем глинистая основная масса в них оказалась очень слабо кристаллографически ориентирована. Объяснение данного феномена видится нам в следующем. Значительное усиление двумерных отражений (4.46, 2.56 и 1.50 анг) на дифрактограммах неориентированных образцов является, по нашим представлениям, характерной картиной для осадков континентальных водоемов [Шляпников и др., 1990] и океанических бассейнов [Демчук и др., 1990]. Это связано со способностью таких минералов, как монтмориллонит и слюда, расщепляться при миграции в водной среде вплоть до элементарных слоев и становиться рентгеноаморфными в направлении оси c . Исходя из этого можно предположить, что “деградированные” глинистые минералы в данном случае представляют собственно осадочный материал, который в силу тех или иных причин был законсервирован в диагенезе и потерял связь с источниками таких катионов, как K^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} и др., необходимых для дальнейших их преобразований [Котельников, Конюхов, 1978].

На дифрактограммах природных образцов ряда проб (рис. 24) в примеси к “деградированным” глинам обнаруживаются также слюды модификации $2M_d + 1M_d$ (соответствующие пики размыты, но хорошо фиксируются). Это позволяет сделать вывод о том, что в примеси к “деградированным” глинистым минералам, вероятно, присутствуют слюды, которые имели ранее более высокие полиморфные формы. Данное обстоятельство свидетельствует, по всей видимости, о привносе в бассейн седиментации “*литогенетически зрелого материала*”. Можно предполагать, что аллотигенный глинистый материал политипа $2M_1$ поступал в область седиментации непосредственно из зон питания.

Анализ минерального состава глинистых пород авзянской свиты показывает неодинаковую степень преобразованности пород из различных районов. Это дает уникальную возможность сопоставить на примере разных разрезов одной свиты, сложенных отложениями, формировавшимися в сходных палеогеографических обстановках, характер проявления эпигенетических процессов (не касаясь на первый случай их причин и времени проявления).

Так, в зоне сочленения Инзерского синклинория и Ямантауского антиклинория с запада на восток наблюдается постепенное нарастание степени преобразованности исходно глинистых пород авзянской свиты, что хорошо фиксируется как по материалам оптического изучения, так и по данным дифрактометрического и термического анализов. Для иллюстрации сказанного рассмотрим состав глинистых минералов и их свойства в ряде образцов, отобранных из разрезов около д. Бол. Бретьяк (образцы *и-65* и *и-66*), а также на северной (образцы *avz-7* и *avz-13*) и восточной (обр. *и-78*) окраинах пос. Верх. Авзян.

Оптическое изучение шлифов показывает присутствие в образцах первой группы агрегатного погасания пелитового глинистого материала, в образцах второй группы отмечается ориентированное погасание основной массы, а в третьей группе породы представляют собой филлитовидные сланцы с отчетливо проявленным ориентированным погасанием гидрослюдисто-серицитовый основной массы.

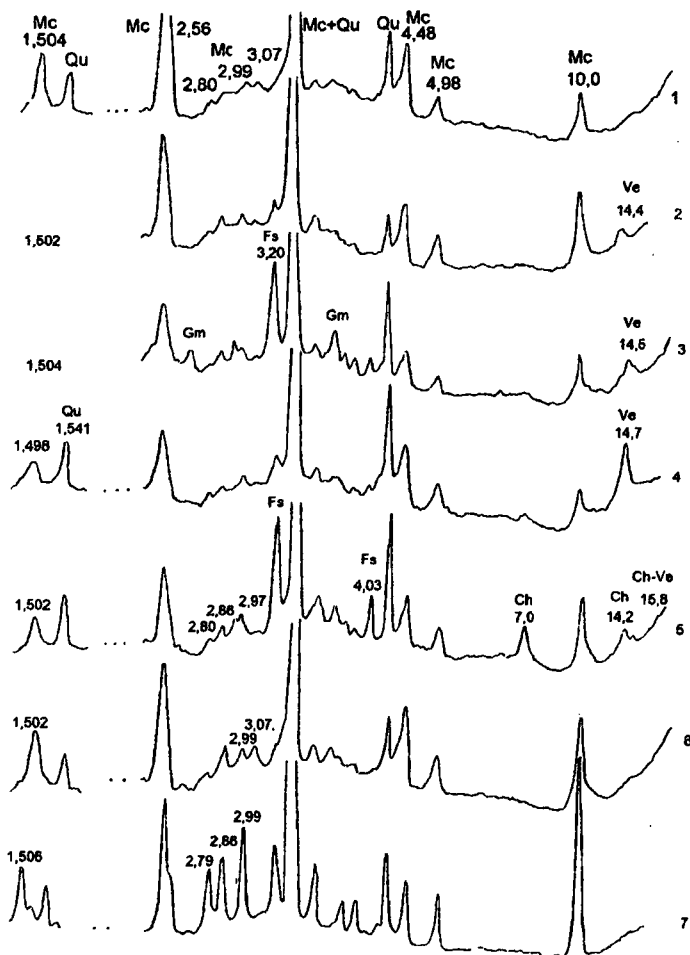


Рис. 24. Дифрактограммы природных образцов глинистых пород Башкортостанского мегаантиклинария.

1 - и-65-1 - авзянская свита среднего рифея, д. Бол. Бретьяк (р. Кургашля); 2 - и-66-1 - авзянская свита среднего рифея, д. Бол. Бретьяк (гора Айбика); 3 - и-57 - инзерская свита верхнего рифея, д. Новосаитово; 4 - 2670-1 - инзерская свита верхнего рифея, с. Пороги; 5 - 2614-20 - инзерская свита верхнего рифея, пос. Инзер; 6 - 2642-22 - миньярская свита верхнего рифея, правый берег пруда на р. Юрюзань, г. Юрюзань; 7 - и-78 - авзянская свита среднего рифея, пос. Верх. Авзян.

Mc - слюда диоктаэдрическая; Ch - хлорит; Ve - вермикулит диоктаэдрический; Qu - кварц; Gm - гематит; Fs - полевошпат

Данные рентгеновского изучения показали, что в первой группе преобладает “деградированный предельно истонченный” слюдистый материал, для которого невозможно измерить индекс кристалличности; в виде небольшой примеси к нему обнаруживается серицит $2M_1$. В образцах из второй группы можно видеть острые базальные отражения, но интенсивность их на дифрактограммах природных образцов понижена, что предполагает смещение в пробах как деградированного, так и хорошо окристаллизованного (обломочного ?) материала. Третья группа проб представлена хорошо окристаллизированным серицитом $2M_1$ с индексом кристалличности $0^\circ 2\Theta$.

Термическое изучение этих же групп демонстрирует на кривых ДТА в первом случае присутствие второго эндоэффекта в интервале $560-670^\circ \text{C}$ (тонкодисперсный иллит), во второй группе наблюдается непрерывный корытообразный эндоэффект в интервале $500-800^\circ \text{C}$ (переходное образование сложного гидрослюдисто-серицитового состава), а в третьей - слабый эндоэффект при 500°C и ярко выраженный эндоэффект при 800°C , что характерно для серицита.

Зильмердакская свита. Преимущественное распространение в разрезах свиты глинистые сланцы имеют на нугушском и бедершинском уровнях. Они наблюдаются в составе пачек переслаивания с песчаниками и алевролитами и слагают самостоятельные горизонты мощностью до нескольких десятков метров [Маслов, 1988а]. Цвет их серый и зеленовато-серый, желтовато- или красновато-серый и бордовый. Наиболее широко распространены кварц-хлорит-гидрослюдистые сланцы, менее часто встречаются кварц-гидрослюдистые разности.

А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978] указали на присутствие в глинистых породах зильмердакской свиты гидрослюды полиморфов $1M_1$ и $2M_1$, железистого хлорита, палыгорскита и смешанослойных образований.

По данным В.И. Козлова [1982], глинистые сланцы бирьянской подсвиты сложены тонко- и дисперсно-чешуйчатым агрегатом гидрослюды, в той или иной мере импрегнированным гидроокис-

нами железа. Наши наблюдения показывают, что здесь преобладает слабо окристаллизованное глинистое вещество, ассоциирующее с гидроокислами железа и пластинками почти полностью аморфизованного биотита. Присутствуют также кристаллы кальцита, пластинки терригенного мусковита и алевритовая примесь кварца и полевых шпатов. По материалам Л.В. Анфимова (Козлов, Анфимов, 1975 г.), в составе глинистых сланцев данного уровня преимущественную роль играет гидрослюда, причем количество полилита 1М часто существенно больше, чем полилита 2М₁.

Основная ткань глинистых пород нугушской подсвиты складывается в западных районах Башкирского мегантиклинория слабо поляризующей глинистой массой, в которой наблюдаются субпараллельно ориентированные чешуйки мусковита и биотита. Дифрактометрическое изучение вишнево-красных алевритистых глинистых сланцев нугушской подсвиты из разреза у д. Пороги (образец Е-68-4) показало преобладание среди глинистого вещества иллита с небольшой примесью хлорита. Иллит представлен полилитной модификацией 2М_d²⁴.

В.И. Козлов и Л.В. Анфимов (1975 г.) указали на примерно равное соотношение на данном уровне гидрослюды полилитов 1М и 2М и присутствие железисто-магнезиального хлорита.

В глинистых породах вышележащей, лемезинской подсвиты, по нашим наблюдениям, в виде примеси к преобладающей в основной ткани тонкочешуйчатой гидрослуде также наблюдаются чешуйки биотита и мусковита. Данные Л.В. Анфимова (Козлов, Анфимов, 1975 г.), напротив, свидетельствуют о преимущественном развитии в разрезах подсвиты железисто-магнезиального хлорита при подчиненном значении гидрослюды, монтмориллонита, палыорскита и смешанослойных образований.

Для бедерышинской подсвиты типичны кварц-гидрослюдистые сланцы (основная ткань представлена мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и серицита, характеризующимся агрегатным

²⁴ Последняя, в нашем понимании, характеризуется наличием диффузных пиков, соответствующих как модификации 2М₁, так и 1М.

погасанием) с примесью алевритового кварца и крупными порфиробластами хлорита²⁵. Последние имеют близкую к эллипсовидной или пламенивидной форму или же представляют собой веретенообразные псевдоморфозы по биотиту (?). Изредка здесь присутствуют пластинки мусковита и в той или иной степени аморфизованного биотита, а также гексагональные пластинки гематита и кристаллы кальцита.

В разрезах подсвиты на восточном крыле Башкирского мегантиклинория наблюдаются кварц-хлорит-гидрослюдистые, кварц-серицитовые (мусковитовые) и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы. Для первых из них характерна хорошо выраженная сланцеватая микротекстура с кливажом течения, а основная ткань представлена преимущественно тонкочешуйчатой гидрослюдой и серицитом. Хлорит присутствует в виде крупных порфиробластов, ассоциирующих главным образом с пропластками кливажа течения. В кварц-серицитовых сланцах наблюдаются крупные порфиробласты мусковита, ориентированные перпендикулярно кливажу течения. Наконец, в сланцах третьего из указанных выше типа наблюдается чередование тонких полос с варьирующим соотношением хлорита, серицита и кварца; присутствуют также линзовидные обособления водяно-прозрачного новообразованного кварца. В ассоциации с кливажом течения развиты порфиробласты хлорита или агрегаты хлорита и мусковита.

Катавская свита представлена преимущественно красноватыми мергелями и глинистыми известняками с прослоями карбонатно-глинистых аргиллитовидных сланцев; в верхней ее части преобладают сероцветные струйчатые известняки. Карбонатно-глинистые сланцы (образец 2671-7) сложены преимущественно иллитом с более или менее значительной примесью кальцита; в виде примеси фиксируются также вермикулит и гематит.

Для **инзерской свиты**, как и ряда других уровней типового разреза рифея, характерна ассоциация глинистых сланцев с песчаниками и алевролитами в составе пачек переслаивания, а также об-

²⁵ В отдельных случаях основная ткань сланцев на поляризованный свет не реагирует вообще или реагирует очень слабо.

разование достаточно выдержанных мощных монотонно построенных и относительно однородных пачек и толщ (разрезы у г. Кага-Ивановска, в районе деревень Пороги, Кага, Новосаитово и др.).

В разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория основная ткань глинистых сланцев представлена слабо или почти не окристаллизованным глинистым веществом с иголочками тонкочешуйчатого серицита и реликтами полуаморфизованного биотита либо агрегатом субпараллельно ориентированных микрочешуек мусковита и хлорита, среди которых в подчиненном количестве присутствуют глауконит, в различной степени аморфизованный биотит, порфиробласты хлорита и пластинки мусковита. Иногда в шлифах можно видеть и почти одновременное угасание широких полос-лент, ориентированных субпараллельно слоистости. Терригенная примесь (10-15%) представлена преимущественно зернами мелкоалевритового кварца и плагиоклаза. Наблюдающиеся в ряде разрезов инзерской свиты бордово-красные глинистые сланцы объяснены своей окраской присутствию в основной ткани тонкодисперсного гематита и гидроокислов железа.

В восточных районах мегантиклинория в составе свиты преобладают кварц-хлорит-серицитовые сланцы. В основной их ткани ведущая роль принадлежит тонкочешуйчатому серициту и хлориту. Присутствуют здесь также и реликты полуаморфизованного биотита и порфиробласты хлорита²⁶, размер которых варьирует от 0.1x0.2 до 0.5x0.25 мм. Иногда наблюдаются неотчетливые линзовидно-сегрегационные микроструктуры. В отдельных шлифах можно видеть микроплойчатость и кливаж течения. Терригенная примесь представлена интенсивно корродированными зернами алевритового кварца, имеющими линзовидную или каплевидную форму.

По данным А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978], в составе глинистых сланцев инзерской свиты (фракция < 0.001 мм) преобладает гидрослюда политипов 1М и 2М, а наблюдающиеся в под-

²⁶ Некоторые порфиробласты хлорита представляют собой, вероятно, псевдоморфозы по биотиту.

чиненном количестве хлориты относятся к железисто-магнезиальным разностям.

По нашим материалам (исследовано 9 образцов), основным минералом в составе глинистых пород инзерской свиты является диоктаэдрический иллит. Модификации иллитов определялись только на дифрактограммах природных образцов, поэтому политип $2M_1$, относящийся к обломочному материалу, в основном был преобладающим. Предполагается, что политип $1M_1$ будет превалировать в тонких фракциях. В примеси к иллиту чаще всего находится вермикулит (исключение составляют 2 образца, где вермикулита больше, чем иллита), а также смешанослойные образования: иллит-хлорит, вермикулит-иллит или хлорит-вермикулит с рефlekсами в области 14.2-15.8 *анг* (табл. 2).

Достаточно пестрый состав глинистых пород, как и наличие в ряде проб вермикулита, свидетельствует, по всей видимости, о низкой степени преобразованности осадочного материала в эпигенезе и вероятной близости его состава к составу субстрата в областях мобилизации тонкой алюмосиликокластики. Первичный состав тонкодисперсного обломочного материала был при этом в некоторой степени дополнительно усреднен процессами деградации и истончения.

Миньярская свита. Единичные маломощные прослои аргиллитов в разрезах свиты имеют кварц-гидрослюдистый состав.

Дифрактометрическое изучение 4 образцов подтвердило существование иллитовый состав тонкой алюмосиликокластики; лишь в одном из них обнаружена незначительная примесь хлорита. В примеси отмечается обломочная слюда политипа $2M_1$ (см. табл. 2), что, вероятно, связано с непосредственным поступлением в бассейны из близкорасположенных источников сноса обломочного крупночешуйчатого (?) мусковита и дальнейшим его истиранием и захоронением в осадках.

Укская свита. По данным В.И. Козлова [1982], глинистые сланцы нижней подсвиты укской свиты представлены слабо реагирующим на поляризованный свет гидрослюдисто-глинистым агрегатом, в котором можно видеть отдельные кристаллы карбонатов и примесь алевроитового материала.

По данным А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978], в глинистых сланцах укской свиты из разрезов восточного крыла Башкирского метантиклинория установлено присутствие гидрослюда поли типа $2M_1$, железистого хлорита и неупорядоченных смешанослойных перазбухающих образований типа слюда-хлорит.

Дифрактометрическое изучение пробы *inz-14*, отобранной из разреза у д. Кулмас (см. табл. 2), показало весьма слабую преобразование тонкой алюмосиликокластики. На дифрактограмме природного образца присутствует исключительно тонкодисперсный шоктаэдрический иллит с примесью более крупного материала модификации $2M_1$. Базальный 10-ангстремный рефлекс низкий, с жестким трендом в сторону малых углов, что указывает на примесь существенно гидратированной составляющей, хотя и возможно присутствие смешанослойных образований с участием вермикулиновых пакетов. Дифрактометрией фиксируется также небольшая примесь плохо окристаллизованного магнезиально-железистого хлорита.

Нами из разрезов верхнего рифея специально был комплексно (рентгенография, термический анализ и др.) изучен ряд проб²⁷, что позволило получить выводы относительно первичного состава глинистых минералов, поступавших с палеоводосборов в бассейн. Рентгенографически тонкая фракция исследовалась на ориентированных препаратах, насыщенных этилен-гликолем и обработанных многостадийным отжигом при 350 и 550°C на дифрактометре Philips (При участии Р.Эльмиса, технический университет, Берлин). Термический анализ образцов проведен в Институте геологии и геохимии УрО РАН В.Г. Петрищевой на дериватографе Q-1500.

Все изученные пробы характеризуются присутствием диоктаэдрического иллита с вариациями рефлекса d_{060} в пределах 1.498-1.502 *анг.* В некоторых пробах этот рефлекс повышается до 1.504 *анг.* Повсеместно присутствуют следы слюды модификации $2M_1$ (обычно $2M_1 \gg 1M$). Широкие основания базальных рефлек-

²⁷ Восемь наиболее представительных проб было отобрано для приготовления фракций меньше 0.002 мм для более подробного исследования. Предварительно образцы подвергались обработке 5% раствором перекиси водорода для удаления органики.

сов слюдоподобных минералов и повышенные по сравнению с ними интенсивности двумерных отражений свидетельствуют в пользу тонкодисперсности, а асимметрия рефлексов 10 *анг* в области малых углов указывает на гидратацию²⁸.

Основываясь на данных изучения вещественного состава, мы видим, что в некоторых разрезах верхнего рифея и авзянской свиты среднего рифея возможно выделение аллотигенных компонентов в виде предельно истонченных “деградированных” слюд. Кроме того, отмечается присутствие слюд, относящихся к политипу 2M₁, которому соответствуют пики 2.99, 2.86 и 2.80 *анг*, наблюдаемые в виде слабых рефлексов во всех пробах изученных аргиллитовидных микросланцев. Для сравнения на рис. 24 приведена дифрактограмма образца филлитовидного сланца (образец и-78) из авзянской свиты, представляющего преобладающий для среднего рифея тип интенсивно преобразованных в литогенезе глинистых пород, содержащих трансформированную хорошо окристаллизованную мусковитовую слюду модификации 2M₁. Если для последней индекс кристалличности слюд Y_k составляет $0^\circ 2\Theta$, то для значительно менее измененных отложений верхнего рифея и авзянской свиты он равен $0.37^\circ 2\Theta$. В некоторых из изученных проб, наряду с преобладающими слюдистыми минералами присутствуют вермикулит и смешанослойные образования типа вермикулит-хлорит и вермикулит-гидрослюда.

Хлорит и вермикулит имеют на дифрактограммах природных образцов широкие рефлексы, соответствующие как первому базальному отражению около 14 *анг*, иногда раздвоенному (14.2-15.8 *анг*), так и последующим. На некоторых дифрактограммах тонких фракций присутствуют широкие полосы 10-14 *анг*. Рассчитанный по пику 14 *анг* индекс кристалличности превосходит по величине данный параметр для пика 10 *анг* слюд. Вероятно, это связано, в первую

²⁸ Одновременно в образцах присутствует гематит (зильмердакская свита - пробы Е-68-4, У-58-2; инзерская свита - проба и-57). Свидетельствует ли указанная взаимосвязь о присутствии триоктаэдрических слюдистых минералов (имеющих d_{001} в пределах 1.540) или же она связана с резко окислительными субаэральными условиями седименто- и диагенеза, предстоит еще выяснить.

середь, с присутствием в составе образцов смешанослойных фаз с неупорядоченным переслаиванием пакетов гидрослюда, хлорита и вермикулита. Однако, как и в случае с гидрослюдами, не исключается и другая причина, вызывающая уширение пиков, а именно - высокая дисперсность минералов, что подтверждается рядом фактов. Во-первых, относительно высокие интенсивности двумерных отражений по сравнению с базальными (см. рис. 24, все образцы, кроме и-78) могут быть интерпретированы как следствие уменьшения толщины частиц слюды до размеров, ниже критических для рентгенографии - $100 \text{ \AA}$ [Азаров, Бургер, 1961]. Во-вторых, в пользу очень малой толщины областей когерентного рассеяния свидетельствует смещение лишь первого базального рефлекса в область малых углов, тогда как положение остальных соответствует истинной периодичности слоев вдоль оси z [Дриц, Коссовская, 1991]. В-третьих, оптические наблюдения подтверждают наличие в шлифах пелитовой фазы с неориентированным (агрегатным) пописанием [Маслов, 1988а]. В-четвертых, по данным термического анализа, на кривых ДТА интервал второго эндозффекта составляет $50-670^\circ\text{C}$, что может быть связано как с гидратацией, так и с тонкодисперсностью изучаемых слюдистых минералов (рис. 25). Диффрактометрические исследования фракций показали, что при насыщении этиленгликолем смещение первого базального рефлекса составляет менее $0.10 \text{ \AA}$, что не позволяет отнести эти слюдистые минералы к разряду гидрослюд, следовательно, температура этого эндозффекта связана в большей мере с тонкодисперсностью, чем с гидратированностью слюдистых минералов.

Для тонкодисперсных слабо измененных слюдоподобных минералов в составе пород верхнего рифея и некоторых разрезов ильинской свиты мы предлагаем использовать термин "иллиты". Иллитами принято называть дисперсные Al -содержащие калиевые слюдистые минералы с тем или иным количеством смектитовых слоев [Дриц, Коссовская, 1991]. Иллиты отличаются от серицитов главным образом размерностью частиц (для серицитов средний размер 0.03 мкм [Омельяненко и др., 1982]), а от гидрослюд - более низким содержанием (до 5 %) разбухающих слоев. Приведенные

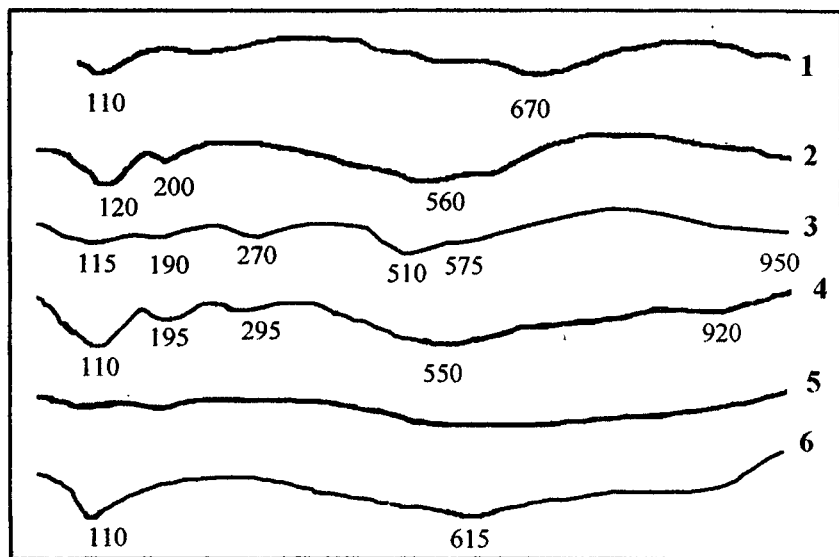


Рис. 25. Кривые ДТА для глинистых пород Башкирского мегантиклинория (номера проб соответствуют номерам на рис. 24).

Интервалы температуры: до 150°C - удаление гигроскопической влаги; 150-250°C - удаление молекулярной межслоевой (межпакетной для вермикулита) воды, 400-800°C - выделение гидроксильной воды гидрослюд, монтмориллонита, слабоокристаллизованных слюд; 800-1000°C - выделение гидроксильной воды слюд.

выше факты позволяют нам отнести дисперсные слюдоподобные минералы в отложениях верхнего рифея и ряде разрезов авзянской свиты к разряду иллитов²⁹.

Иллиты из глинистых пород верхнего рифея западного крыла Башкирского мегантиклинория соответствуют модификации $2M_d$ (так как все пики, определяющие модификации $2M_1$ и $1M$ слюд, диффузные, мы вводим соответствующие обозначения $2M_d$ и $1M_d$).

Присутствие на дифрактограммах рефлексов 14 и 7 *анг*, оп-

²⁹ Существует, однако, и иное понимание терминов «гидрослюда» и «иллит». Они рассматриваются как равнозначные, но при этом первый используется в основном российскими исследователями, а второй – зарубежными.

ределяется наличием хлорита, вермикулита или монтмориллонита. Хлорит в изучаемых отложениях, как показали предшествующие исследования [Сульман, Демчук, 1978], представлен железистыми разностями, которые на дифрактограммах природных образцов отличаются низкой интенсивностью нечетных отражений. Для вермикулитов характерно обратное соотношение интенсивностей рефлексов [Уокер, 1965]. Хлорит-гидрослюдистая ассоциация является наиболее распространенной для исходно глинистых пород западного крыла мегантиклинория, тогда как присутствие вермикулита совместно с гидрослюдами встречается гораздо реже [Кагарманова, 1998] и, очевидно, отражает меньшую степень постседиментационных преобразований.

Для образцов с повышенной интенсивностью рефлекса 14 *анг*, который может принадлежать как монтмориллониту, так и вермикулиту (*обр. 2670-1, и-57, и-66-1*), дополнительно были проведены термические исследования. На кривых ДТА для них фиксируется двойной эндоэффект: основной - в области 100-120°C и дополнительный - в интервале 175-190°C. Основной эндоэффект, как правило, характерен для гидрослюдов, но может быть усилен наличием смешанослойных образований с участием вермикулитовых или монтмориллонитовых пакетов (потери массы 1.4-2.7%). Дополнительный эндоэффект (175-190°C) обычно регистрирует присутствие монтмориллонита и вермикулита. Дифрактометрические исследования показали отсутствие монтмориллонита, однако, при насыщении этиленгликолем отмечалось усиление диффузности пика 14 *анг*, иногда с незначительным его сдвигом в сторону малых углов. Согласно данным, приведенным в работе [Уокер, 1965], некоторое набухание при обработке органическими жидкостями могут испытывать и вермикулиты. Наличие вермикулита подтверждается исчезновением на дифрактограммах тонких фракций пика 14 *анг* после отжига при 350°C [Thorez, 1975]. Наши исследования показывают, что вермикулит в виде самостоятельной фазы или в составе смешанослойных образований гидрослюда-вермикулит представлен диоктаэдрической алюминиевой разновидностью. Сравнение химического состава нескольких образцов (*и-57, и-66-1, 2670-1, 2670-3*)

показало, что с увеличением вклада вермикулитовой составляющей содержание магния уменьшается (см. табл. 2). По данным рентгенографии, резкие колебания в относительном содержании слюды и вермикулита не приводят к изменению площади рефлекса d_{060} , определяющего диоктаэдрический характер заселения октаэдров. Таким образом, можно предполагать, что магний не входит в состав вермикулита и последний относится к его диоктаэдрической алюминиевой разновидности (с преобладанием Al в октаэдрических позициях слоев). Эта разновидность всегда является тонкодисперсным образованием, возникающим при трансформациях глинистых минералов, в отличие от триоктаэдрического магнезиевого вермикулита, представленного, как правило, крупными кристаллами метаморфического происхождения [Рентгенография основных..., 1983].

Исследование фракций <0.002 мм обнаружило присутствие в некоторых образцах (2670-1, 2670-3) непрерывного ряда переслаиваний пакетов вермикулита и слюды, что отражается на дифракто-граммах в виде широких 10-14 *анг* полос (рис. 26). Отмечаются такие смешанослойные образования, как вермикулит-хлорит. Сдвиг рефлекса 10 *анг* после насыщения этиленгликолем незначителен, что не позволяет отнести рассматриваемые слюдоподобные минералы к разряду гидрослюд³⁰. Хлориты отмечаются в подчиненном количестве и относятся к магнезиально-железистой разновидности. После отжига при 550°C фракций <0.002 мм вместо типичного для хлорита усиления пика 14 *анг* он исчезал, что может быть связано с тонкодисперсностью хлорита, который распадается при более низких температурах, или с магнезиально-железистым составом хлорита, распадающегося при температурах 350-450°C [Дриц, Коссовская, 1991]. В большинстве образцов вермикулит и смешанослойные образования с его участием находятся в подчиненном количестве по сравнению с иллитом, и только в двух образцах (2670-1, 2670-3) это соотношение было обратным (14.7 *анг* $\gg$ 10 *анг*).

Бакеевская свита. Ю.Р. Беккером [1975] в стратотипическом разрезе свиты на левом берегу р. Зилим в устье р. Куртазы от-

³⁰ Такие тонкодисперсные разности существенно алюминисового состава мы классифицируем вслед за В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской [1991] как иллиты.

мечено присутствие глауконита и железистого хлорита в алевролитах и песчаниках совместно с гематитом, обильно пропитывающим некоторые прослои.

В нижней части разреза бакеевской свиты на правом берегу р. Юрюзань у д. Шубино наблюдаются зеленовато-серые аргиллиты в переслаивании с алевролитами общей мощностью до 10 м, переходящие выше в пачку чередования алевролитов и песчаников. На дифрактограмме природного образца филлитов (см. табл. 2, образец *E-51-1*) в малоугловой области отмечается два широких рефлекса: 10 *анг* (индекс кристалличности $Y_k = 1.47^\circ \Delta 2\Theta$) и 14 *анг*. Дифрактометрический анализ тонкой фракции позволяет сделать вывод, что в ее составе преобладает гидрослюда: 10-ангстремный пик имеет значительную асимметрию в сторону малоугловой области, этот рефлекс смещается после насыщения этиленгликолем по сравнению с положением пика ориентированного образца на 0.4 *анг* [Омельяненко и др., 1982]. Определению модификации гидрослюды мешает небольшая примесь кальцита ($d=3.03$ *анг*), в тонкой фракции устанавливается присутствие модификации 1М ($d=3.06$ *анг*). По 14-ангстремному рефлексу устанавливается присутствие вермикулита. На дифрактограмме исходного образца устанавливается непрерывная полоса в области 10-11 *анг*, что предполагает присутствие смешанослойных образований. Небольшая примесь неупорядоченных смешанослойных образований вермикулит-хлорит устанавливается по наличию области с $d=11.6-13.8$ *анг* после прокаливании. По положению рефлекса с $d_{060}=1.502$ *анг* установлен диоктаэдрический характер глинистых минералов. Вероятно, в данном случае мы имеем дело с наиболее слабо преобразованной разновидностью глинистых пород.

Урюкская свита. По данным Ю.Р. Беккера [1968], алевропелиты урюкской свиты представлены преимущественно гидрослюдой с переменным количеством хлорита и полуаморфизованного биотита. В основной ткани их наблюдаются также глауконит и карбонатные минералы. Характерно значительное содержание обломочных зерен кварца и плагиоклаза.

Басинская свита. На данном уровне основная роль среди глинистых пород принадлежит, по данным Ю.Р. Беккера [1968],

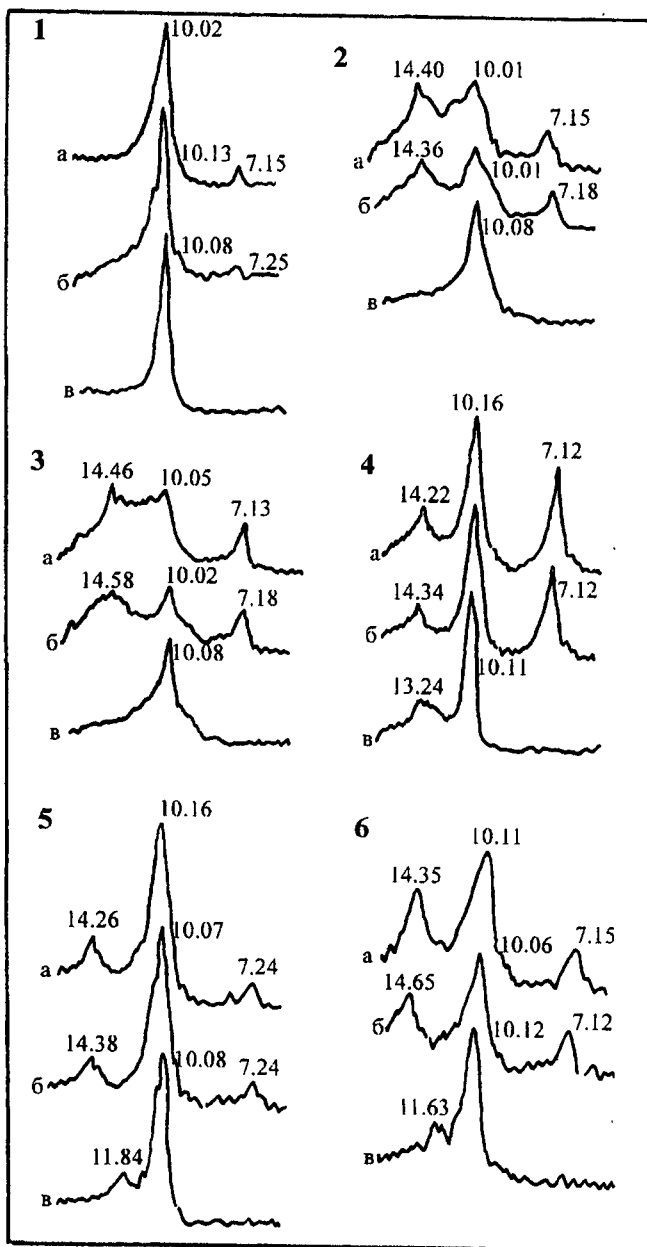


Рис. 26. Дифрактограммы тонких фракций глинистых пород верхнего рифея.

1 - 2642-22 - миньярская свита верхнего рифея, правый берег пруда на р. Юрюзань, г. Юрюзань; 2 - 2670-1 - инзерская свита верхнего рифея, с. Пороги; 3 - 2670-3 - инзерская свита, там же; 4 - 2614-20 - инзерская свита верхнего рифея, пос. Инзер; 5 - и-66-1 авзянская свита среднего рифея, д. Бол. Бретьяк (гора Айбика); 6 - и-57 - инзерская свита верхнего рифея, д. Новосаитово.

Условия съемки образцов: а - ориентированный, б - насыщенный этиленгликолем, в - прокаленный в течение часа при 550°C

пелитам. Окраска их варьирует от зеленовато-серой до красновато-бурой и красновато-серой. Основная ткань пород представлена, как правило, микрочешуйчатым агрегатом гидрослюда и слабо окристаллизованного пелитового материала, интенсивно пигментированного тонкодисперсным гематитом. В виде постоянной примеси в породах этого типа наблюдается мелкоалевритовый кварц, количество которого не превышает 15-20%.

Исследованиями А.М. Сульман и И.Г. Демчук [1978] в глинистых породах басинской свиты установлено присутствие магнетитно-железистого хлорита и гидрослюда поли типа 2М.

Зиганская свита. В разрезах зиганской свиты преобладающим типом глинистых пород являются аргиллиты [Беккер, 1968]. В их составе преимущественная роль принадлежит диоктаэдрическим гидрослюдам с небольшой примесью хлорита и плохо окристаллизованному глинистому веществу. Основная ткань некоторых аргиллитов в той или иной степени пигментирована гидроокислами железа.

Завершая рассмотрение литологических особенностей и вещественного состава глинистых пород верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, следует сказать, что в целом здесь мы имеем дело с образованиями, не претерпевшими каких-либо значительных метаморфических трансформаций. Выявленная в процессе исследований на рассматриваемой территории существенная пестрота современного состава глинистых пород многих литостратиграфических подразделений позволяет предполагать заметную

неравномерность процессов литогенетического преобразования их исходного минерального состава и возможность сохранения породами во многих случаях т.н. *первичного седиментационного сигнала*, что позволяет нам использовать для реконструкции последнего ряд известных методических приемов.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСХОДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ИХ СОВРЕМЕННОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

По подсчетам Э.З. Гареева [1989], суммарная мощность глинистых пород достигает 25-30% общей мощности всего верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория. Химический состав глинистых сланцев и аргиллитов отражает преобладание в них хлорита и гидрослюда. Высокозрелые в химическом отношении глинистые породы в рассматриваемом разрезе отсутствуют; средние значения гидролизатного модуля в большинстве глинистых сланцев не выходят за рамки 0.3-0.4 ед. Только в каратауской серии присутствуют относительно зрелые глинистые образования.

По данным Л.В. Анфимова [1997], компактная группировка фигуративных точек составов глинистых сланцев всего разреза рифея на диаграмме *FAK* А.А. Предовского, напротив, свидетельствует об их зрелости.

Известно, что исходный (седиментогенный) минералогический состав глинистых пород заметно меняется в процессе преобразования пород в литогенезе и при метаморфизме. В то же время общий химический состав глинистых образований более консервативен к внешним воздействиям и “... *при собственно региональном метаморфизме не претерпевает существенных изменений* ...” [Головенок, 1977, с. 5.], что способствует более или менее корректной реконструкции минерального состава исходных осадков.

Прежде чем обратиться к рассмотрению данных по основным стратиграфическим уровням верхнего протерозоя Башкирского мегантиклинория, нам представляется целесообразным остановиться на одном из принципиальных вопросов. До настоящего времени в литературе, посвященной проблемам геологии верхнедокембрийских отложений рассматриваемой территории, все еще нет публикаций, в которых была бы рассмотрена вся информация по минеральному и химическому составу тонких алюмосиликоклас-

тических образований, как нет и данных о составе исходных осадков и условиях их накопления (климатических, палеогеографических, физико-химических и т.п.). Пионерными работами в этом плане были публикации середины и конца 80-х гг. Э.З. Гареева [1982, 1986, 1987, 1989 и др.], М.В. Рыкуса [1995; Рыкус и др., 1993] и ряда других исследователей. Все они основывались на посылке о неизменности (или практической неизменности) химического состава глинистых пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория в процессах литогенеза. По великолепному замечанию В.К. Головенка [1977, стр. 9, 10], *“объективная оценка ... изменений возможна лишь на основе изучения конкретных и достаточно однородных глинистых толщ, относящихся к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу, но метаморфизованному в различной степени. Только в этом случае можно ожидать, что исходный химический состав подвергшихся метаморфизму отложений был более или менее одинаков на значительных площадях, и проследить возможные его изменения в различных метаморфических зонах”*. В региональных геохимических исследованиях Э.З. Гареева было показано, что химический состав глинистых сланцев из коррелируемых уровней в разных зонах западного склона Южного Урала, претерпевших постседиментационные преобразования разной степени, достаточно сходен и тем самым реконструкция исходного состава тонкой силикокластики по современному химическому составу глинистых сланцев вполне корректна. Вместе с тем в самое последнее время появились и иные представления.

Так, Н.И. Кагармановой [1996, 1998] на примере глинистых пород северной части Башкирского мегантиклинория сделана попытка рассмотреть эволюцию их химического состава в процессе постдиагенетических трансформаций. Базой для решения этой задачи являлись данные об усредненных содержаниях основных породообразующих окислов в различных петрографических типах глинистых пород рифея в ряду, соответствующем возрастанию степени метаморфизма – от микросланцев через сланцы пелитовые³¹

³¹ Классификация исходно глинистых пород по данным Л.В. Анфимова [1997].

и филлитовидные к филлитам (табл. 3). В рамках такого подхода Н.И. Кагармановой установлено уменьшение содержания SiO_2 и увеличение содержания Al_2O_3 от микросланцев к филлитам. Содержание оксида калия растет от микросланцев к сланцам пелитовым, но затем, по мере нарастания степени изменения, несколько снижается, имея примерно равные значения в сланцах филлитовидных и филлитах. Содержания двуокиси натрия от сланцев пелитовых к филлитам заметно снижаются. Вариации содержаний окислов железа не имеют каких-либо определенных тенденций (см. [Кагарманова, 1998, табл. 6]). Количество TiO_2 в разных петрографических типах относительно стабильно, тогда как величина содержания MgO снижается от микросланцев пелитовых к филлитам. Все сказанное выше привело Н.И. Кагарманову [1998, с. 104] к выводу о том, что "... изменение химического состава"² (глинистых пород – А.М. и др.) происходит закономерно" и далее (стр. 105) – "... в ряду пород глины-филлиты" ... уменьшается содержание SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , увеличивается содержание Al_2O_3 и K_2O " (рис. 27). Более того, ссылаясь на данные Дж. Хауэра с соавторами [Hower et al., 1976], автор отмечает, что "... существует четко выраженная зависимость между химическими изменениями общего состава сланцев различных возрастов и степенью их эпигенетического изменения ... наблюдаемые изменения химического состава сланцев разного геологического возраста отражают прежде всего постседимен-

² Надо особо подчеркнуть, что, по собственному замечанию Н.И. Кагармановой, "... изучение химического состава глинистых пород заключалось в прослеживании его изменения в *выстроении* (т.е. в сконструированном самим автором – А.М. и др.) *ряду петрографических типов*" (разрядка наша – А.М. и др.). Более того, этот ряд был выстроен по вертикали, а не по латсрели. Так как разрез рифа Башкирского мегантиклинория не дает возможности построения полного ряда "глины-филлиты", то для достройки его в области петрографических типов "глины" и "аргиллиты" были привлечены материалы по отложениям палеозоя южной Русской платформы. Именно здесь, на наш взгляд, и лежит основная методическая ошибка Н.И. Кагармановой. Во-первых, не были проведены наблюдения за смесью химического состава отложений одного стратиграфического уровня в разных зонах постседиментационных изменений. Во-вторых, вовлечение в рассмотрение абстрактных глин или аргиллитов палеозоя и сопоставление их, в свою очередь, со сланцами разных типов и аргиллитами рифа и венда Башкирского мегантиклинория не учитывают исходных (еще на стадии седиментогенеза) различий химических составов тонкой алюмосиликнокластичности, обусловленных различными климатическими и палеогеографическими условиями их формирования.

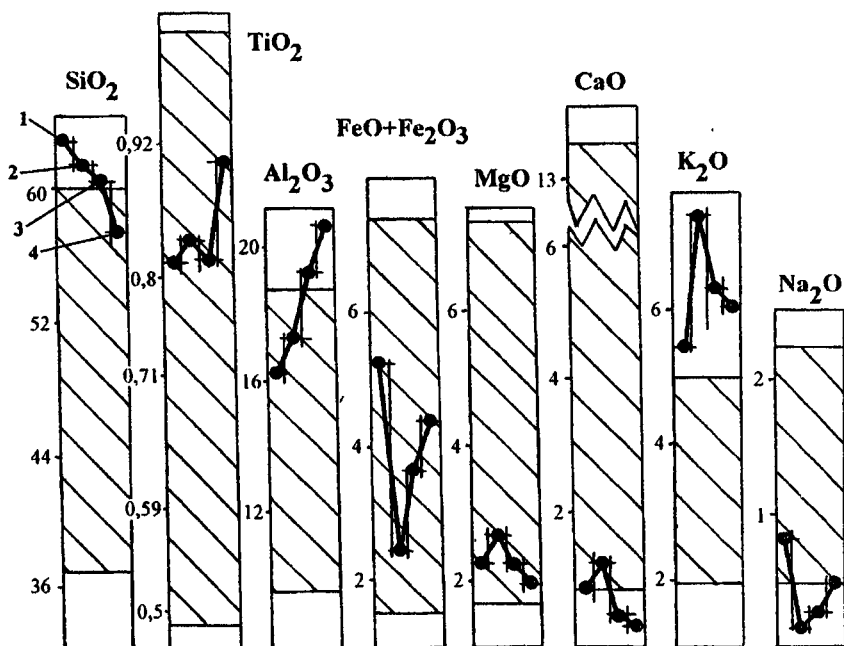


Рис. 27. Вариации содержаний основных петрогенных окислов в ряду аргиллиты-филлиты, по данным Н.И. Карагмановой [1998], в сопоставлении с материалами А.П. Виноградова и А.Б. Ронова [1956] по среднему составу глин палеозоя и мезозоя Русской платформы (пределы колебаний содержаний окислов показаны штриховкой).

1 - аргиллиты; 2 - микросланцы пелитовые; 3 - филлитовидные сланцы; 4 - филлиты

тационные изменения, а не изменения пород в зависимости от возраста и не вариации первичного состава" [Кагарманова, 1998, стр. 106-107].

Мы, однако, считаем, что методическая основа исследований автора не позволяет рассматривать полученные выводы как вполне достоверные. Без вовлечения в рассмотрение данных по исходному составу тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в бассейны седиментации, существовавшие на востоке Русской платформы с некоторыми перерывами с начала рифея до перми, они не могут

дать нам полной уверенности в том, что наблюдаемые реально вариации химических составов глинистых сланцев типового разреза рифея и венда обусловлены постседиментационными, а не седиментационными причинами³³.

Более того, если обратиться к исследованиям эволюции химического состава глин Русской платформы, выполненным в середине 50-х гг. А.П. Виноградовым и А.Б. Роновым [1956], и не потерявшим до настоящего времени своего значения, то мы увидим, что приведенные Н.И. Кагармановой пределы содержаний таких породообразующих окислов, как SiO_2 , Al_2O_3 , суммарное Fe , MgO , CaO , Na_2O почти соответствуют пределам вариаций их в глинистых породах фанерозоя Русской платформы (табл. 4).

По данным А.П. Виноградова и А.Б. Ронova [1956], среди глинистых пород рифея-фанерозоя Русской платформы преобладают морские и прибрежно-морские образования; существенную роль играют также отложения пресноводных внутриконтинентальных водоемов. Наиболее широко развиты поликомпонентные (смешанные) глины (каолинит-гидрослюдистые, монтмориллонит-гидрослюдистые и др.); мономинеральные глины встречаются редко. Авторами показано, что распределение во времени ряда породообразующих окислов в глинистых породах как подчиняется периодическим колебаниям, так и обнаруживает необратимые изменения. Было установлено более чем двукратное уменьшение содержания калия в глинистых породах от рифея к неогену, что объяснялось А.П. Виноградовым и А.Б. Роновым более интенсивным формированием на древней суше продуктов выветривания, обогащенных калием. Концентрации Al_2O_3 и TiO_2 также уменьшаются от рифея к концу фанерозоя. Авторы специально подчеркнули, что глинистые сланцы с максимальными содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 "... соответствуют эпохам трансгрессии моря на кристаллический фундамент либо сушу, длительное время бывшую ареной процессов выветривания и широкого распространения континентальных форм". Также показано существование определенной зависимости химичес-

³³ Кроме того, при некотором уменьшении содержания кремнезема вследствие элизионных процессов, может наблюдаться параллельный рост относительного содержания Al_2O_3 .

кого состава глинистых сланцев и аргиллитов разного возраста от их фациального облика. Так, прибрежно-морские и континентальные глины обогащены алюминием и титаном, а величина отношения SiO_2/Al_2O_3 несколько ниже, нежели в глинистых отложениях центральных зон бассейнов осадконакопления.

А.Б. Ронов и А.А. Мигдисов [1970] специально предварили обзор основных закономерностей эволюции химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ тезисом о том, что *"... исследования последних десятилетий показали, что при региональном метаморфизме весьма широко развиты "изохимические" процессы"*. По их данным, общий состав тонкозернистых алюмосиликокластических отложений остается примерно постоянным на всех стадиях их постседиментационных трансформаций - от филлитов до силлиманитовых гнейсов³⁴. Индикаторами глубины переработки состава исходных образований служат алюмокремниевый модуль (Al_2O_3/SiO_2), возрастающий с усилением процессов выветривания в областях сноса, и отношение Al_2O_3/Na_2O , показывающее интенсивность процессов гидролиза.

Все сказанное выше позволяет нам считать, что приведенные далее результаты реконструкции первичного состава тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в рифее и венде в существовавшие на современной территории Башкирского мегантиклинория седиментационные бассейны, как и анализ вариаций состава глинистых сланцев во времени можно рассматривать в масштабе проведенных исследований корректными. Для доказательства иного необходимо изучение состава глинистых пород одного стратиграфического уровня, подвергшихся различным по своей интенсивности постседиментационным преобразованиям. Несомненно, что это задача ближайшего будущего.

Для расшифровки исходного минерального состава тонкозер-

³⁴ В более поздней своей работе А.Б. Ронов [1972] вновь указывает: *"... учитывая их химический характер процессов регионального метаморфизма для большинства породобразующих компонентов ... мы, не допуская больших ошибок, сравнивали составы фанеязойских осадков с их докембрийскими метаморфическими аналогами"*.

нистых алюмосиликокластических осадков типового разреза рифея мы используем разработки В.К. Головенка [1977 и др.], а для суждений о климатических обстановках их накопления диаграмму А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой [1961].

В середине 70-х гг. В.К. Головенком были собраны и обобщены валовые химические анализы основных типов глин – каолиновых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых. Автором было показано, что абсолютные содержания породообразующих окислов не всегда несут достоверную информацию о минеральном составе исходных осадков. Более надежные результаты дает одновременное использование ряда отношений этих окислов, таких как Al_2O_3/SiO_2 , $(\Sigma \text{щелочных и щелочноземельных элементов})/Al_2O_3$, K_2O/MgO , K_2O/Al_2O_3 и др. Установлено, что в естественных глинах основных типов *“... эти отношения различны, а внутри групп постоянны”* [Головенко, 1977, стр. 15] (табл. 5).

Для более наглядного представления результатов и анализа крупных массивов данных В.К. Головенком были предложены треугольные диаграммы $SiO_2 - (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO) - (K_2O + Na_2O + MgO + CaO)$ и $Al_2O_3 - K_2O - MgO$, получившие впоследствии в литературе сокращенные названия – соответственно диаграммы *SAK* и *AKM*. На первой из них поля основных групп глин достаточно хорошо отграничены друг от друга, однако *“большинство природных гидрослюдистых глин, содержащих обломочные примеси, располагаются ... в поле монтмориллонитовых глин, и на данной диаграмме различить эти разновидности件 невозможно”* [Головенко, 1977, стр. 33]. На диаграмме *AKM*, напротив, поля всех глин расположены изолированно; более наглядно вырисовываются на ней и переходные типы глин.

А.Б. Роновым и З.В. Хлебниковой [1961] на основе данных более 18 000 химических анализов глин Русской платформы была предложена треугольная диаграмма в координатах $(Al_2O_3 + TiO_2) - (Na_2O + CaO + MgO + MnO + FeO + Fe_2O_3 + n.n.n.) - (SiO_2 + K_2O)$, на которой авторами показаны три основных генетических типа глин: 1) континентальные холодного и умеренно холодного климата;

2) континентальные тропического пояса и 3) морские и глины засоленных лагун и озер аридной зоны³⁵.

Глины континентальных водоемов холодного и умеренно холодного климата несут в своем химическом составе лишь незначительные признаки выветривания исходных пород. Для них типичны достаточно высокие содержания SiO_2 , Na_2O и K_2O и пониженные концентрации Al_2O_3 и TiO_2 (табл. 6). Континентальные глины тропического пояса, напротив, обнаруживают высокие содержания Al_2O_3 и TiO_2 при пониженных содержаниях большинства других породообразующих компонентов. Преобладание в них каолинита указывает на выветривание исходных пород в областях сноса в кислой среде при выносе щелочных и щелочноземельных элементов [Ронов, Хлебникова, 1961]. Глины третьей группы, так же как и первой, формировались в условиях в значительной мере подавленного химического выветривания.

Среди основных выводов А.Б. Ронova и З.В. Хлебниковой для целей нашего исследования наиболее интересны следующие. Во-первых, авторами было показано, что вариации химического состава основных генетических типов глин фанерозоя Русской платформы укладываются в довольно жесткие рамки, при этом установлено существование как обычных (типичных) комбинаций породообразующих окислов, так и *запрещенных*. Во-вторых, низкие значения Al_2O_3 в глинах холодного и аридного климата указывают на сравнительно слабое выветривание исходных пород. Высокие концентрации оксида алюминия, напротив, предполагают, что глины являются продуктами длительного и далеко зашедшего выветривания, то есть химический состав глин континентального генезиса “... находится в строгой зависимости от климатических условий”. В-третьих, химический состав морских глин аридного климата также отражает особенности процессов выветривания на прилегающей к водоемам суше: 1) сравнительно слабую его интенсивность и 2) значительный привнос Ca , Mg , Fe и K .

Обратимся теперь к рассмотрению имеющихся в нашем рас-

³⁵ По данным А.Б. Ронova и З.В. Хлебниковой, к континентальным глинам отнесены те, что формировались непосредственно на породах источников сноса и/или пересотлагались в пресноводные водосмы. Морские глины накапливались в бассейнах с соленой морской водой

порядке материалов по химическому составу глинистых сланцев ряда литостратиграфических уровней типового разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория. В первую очередь попытаемся проанализировать положение фигуративных точек средних составов глинистых сланцев на диаграммах *SAK* и *AKM* из разных свит бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий.

На диаграмме *SAK* точки средних составов глинистых сланцев концентрируются в поле исходно монтмориллонитовых глин, а также несколько смещены от него в сторону вершины *K*. Только точка, характеризующая состав глинистых сланцев басинской свиты верхнего венда, попадает в поле гидрослюдистых глин (рис. 28). Однако эта диаграмма, как отмечено ранее и ее автором, существенно менее информативна, нежели диаграмма *AKM*.

Рис. 28. Диаграмма *SAK* (по средним пробам) для глинистых сланцев верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория (данная и последующие петрохимические диаграммы построены по материалам Э.З. Гареева и частично А.В. Маслова)

K – каолинит; *Г* – гидрослюда; *М* – монтмориллонит.

1 – континентальные глины жаркого климата; 2 – континентальные глины холодного и умеренно холодного климата.

Уровни разреза: 1 – айский; 2 – саткинский; 3 – бакальский; 4 – большеинзерский; 5 – суранский; 6 – юшинский; 7 – машакский; 8 – зигальгинский; 9 – игазино-комаровский; 10 – авзянский; 11 – зильмердакский; 12 – катавский; 13 – инзерский; 14 – миньярский; 15 – укский; 16 – суировский; 17 – бакеевский; 18 – урюкский; 19 – басинский; 20 – зиганский

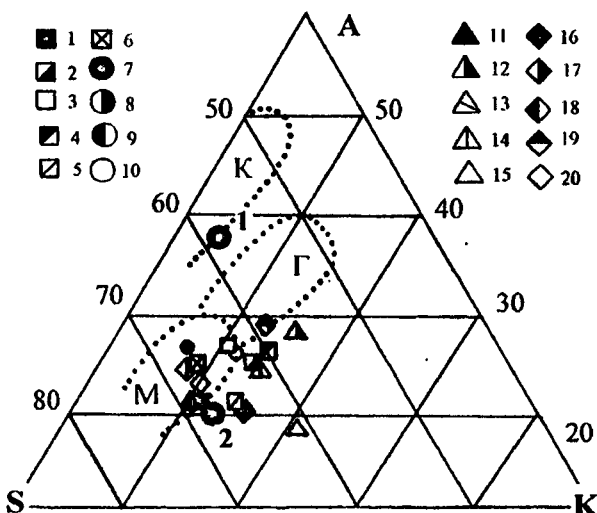
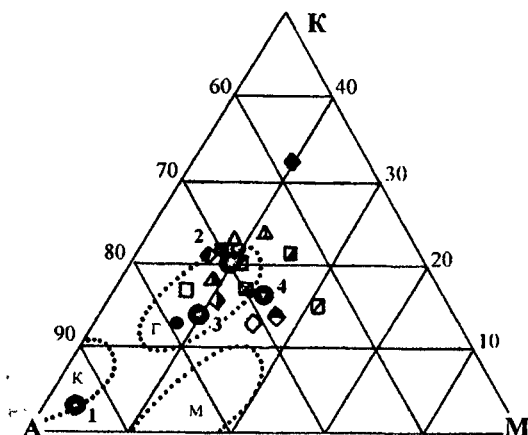


Рис. 29. Диаграмма *АКМ* (по средним пробам) для глинистых сланцев верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит.

1 – континентальные глины жаркого климата; 2 – континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 3 – морские глины; 4 – морские глины и глины водоемов тропического климата.

Условные обозначения см. на рис. 28

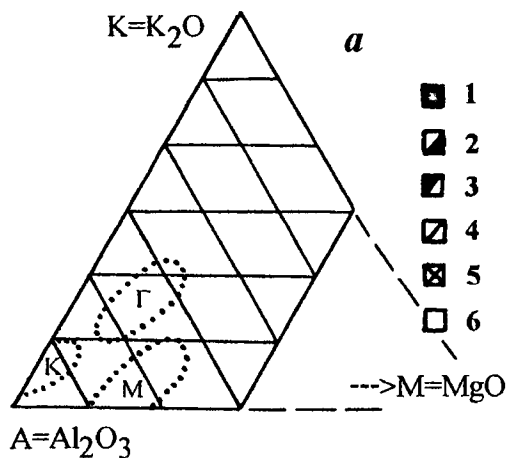


На диаграмме *АКМ* хорошо видно, что подавляющая часть средних составов глинистых пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория попадает в поле гидрослюдистых глин (рис. 29). В это же поле попадают средние составы континентальных глин умеренного и холодного климата (2), морских глин (3), а вблизи него располагается и точка т.н. морских глин и глин водоемов тропического климата (4) (все данные взяты из работы [Ронов, Хлебникова, 1961]). Значительно удалены от поля гидрослюдистых глин в сторону вершины *К* точки составов глинистых сланцев суировской, миньярской и большеинзерской свит; к вершине *М* тяготеют точки составов сланцев зиганской, басинской и суранской свит. Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос об изменении состава поступавшего в бассейны раннего, среднего и позднего рифея, раннего и позднего венда тонкого алюмосиликокластического материала (рис. 30, 31). Однако справедливо было бы отметить, что для бурзянской (на северо-востоке Башкирского мегантиклинория), юрматинской и каратауской серий от начальных этапов их формирования к конечным особым сдвигов в составе исходной кластики не наблюдается. Наиболее хорошо изменение составов выражено для глинистых пород ашинской серии. Так, аргиллиты суировской сви-

Рис. 30. Диаграмма *AKM* для глинистых сланцев нижнего рифея (по средним значениям) Башкирского мегантиклинория (*а* - общий вид, *б* - северо-восточные районы Башкирского мегантиклинория, *в* - центральные районы).

К - каолинит; *Г* - гидрослюда; *М* - монтмориллонит.

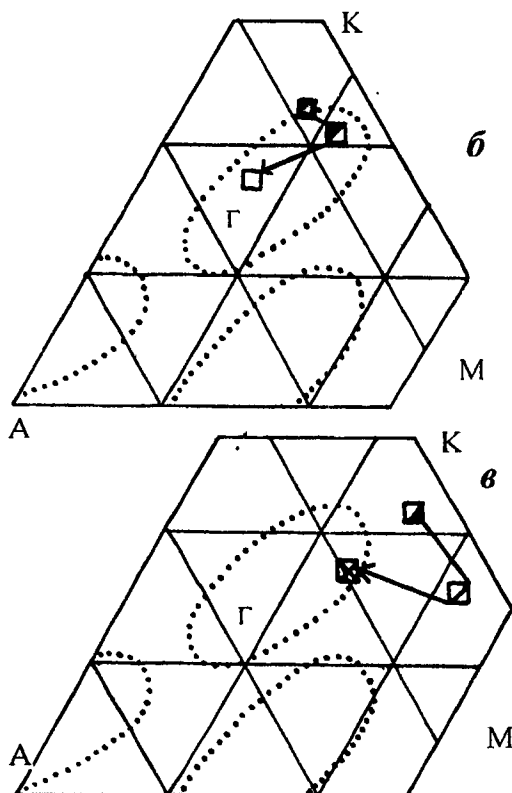
Уровни разреза: 1 - айский; 2 - большеинзерский; 3 - саткинский; 4 - суранский; 5 - юшинский; 6 - бакальский



ны характеризуются максимально высокими значениями параметра *К*. На более поздних этапах, в бакеевское и урюкское время, содержания K_2O существенно уменьшаются, а далее происходит некоторое обогащение пород магнием.

Перейдем теперь к анализу химического состава глинистых пород отдельных литостратиграфических уровней верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория.

Айский уровень. На диаграмме *SAK* все



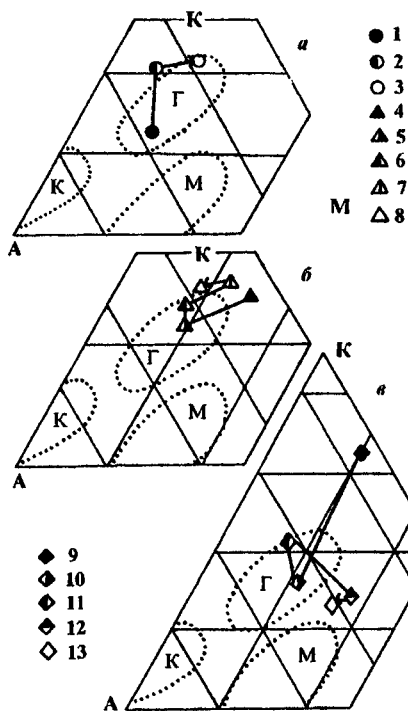


Рис. 31. Диаграмма *AKM* для среднего рифея (*a*), верхнего рифея (*б*) и венда (*в*), на которой нанесены средние значения составов глинистых сланцев различных литостратиграфических подразделений.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит.

Уровни разреза: 1 – зигальгинский; 2 – зигазино-комаровский; 3 – авзянский; 4 – зильмердакский; 5 – кавказский; 6 – инзерский; 7 – миньярский; 8 – укский; 9 – суировский; 10 – бакеевский; 11 – урюкский; 12 – басинский; 13 – зиганский

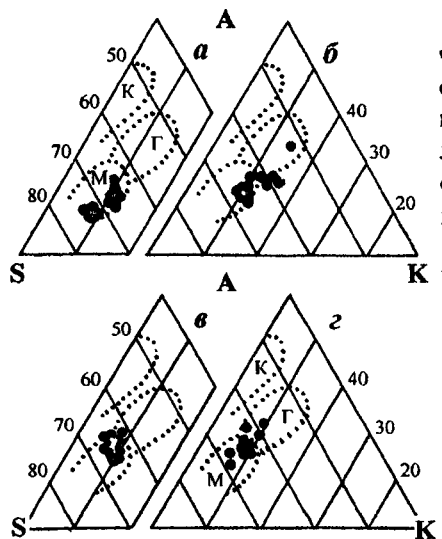


Рис. 32. Диаграмма *SAK* (по частным пробам) для глинистых сланцев айской (*a*) и большеинзерской (*б*) свит, макаровской (*в*) и малобакальской (*з*) подсвит бакальской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит

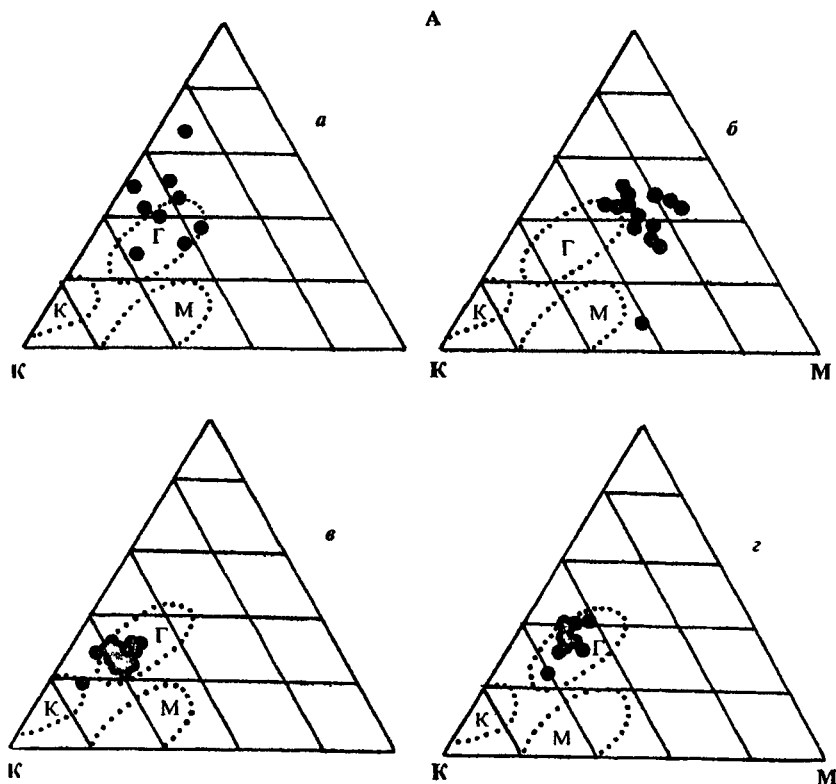


Рис. 33. Диаграмма *АКМ* (по частным пробам) для глинистых сланцев нижнего рифея Башкирского мегантиклинория: айский (*а*), большеинерский (*б*), нижебакальский (*в*) и верхнебакальский (*г*) уровни.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит

точки составов глинистых сланцев данного уровня образуют компактный рой в поле монтмориллонитовых глин (рис. 32, *а*)³⁶. На диаграмме *АКМ* они дают значительно менее компактную область в поле гидрослюдистых глин и по его периферии (рис. 33). На диаграмме *Ронов*–*Хлебниковой* фигуративные точки составов глини-

³⁶ Естественно, однако, что предполагать именно такой состав исходного глинистого материала других оснований у нас нет. Здесь мы, по всей видимости, имеем дело как раз с отмечавшимся самим В.К. Головенком несовершенством диаграммы *SAK*.

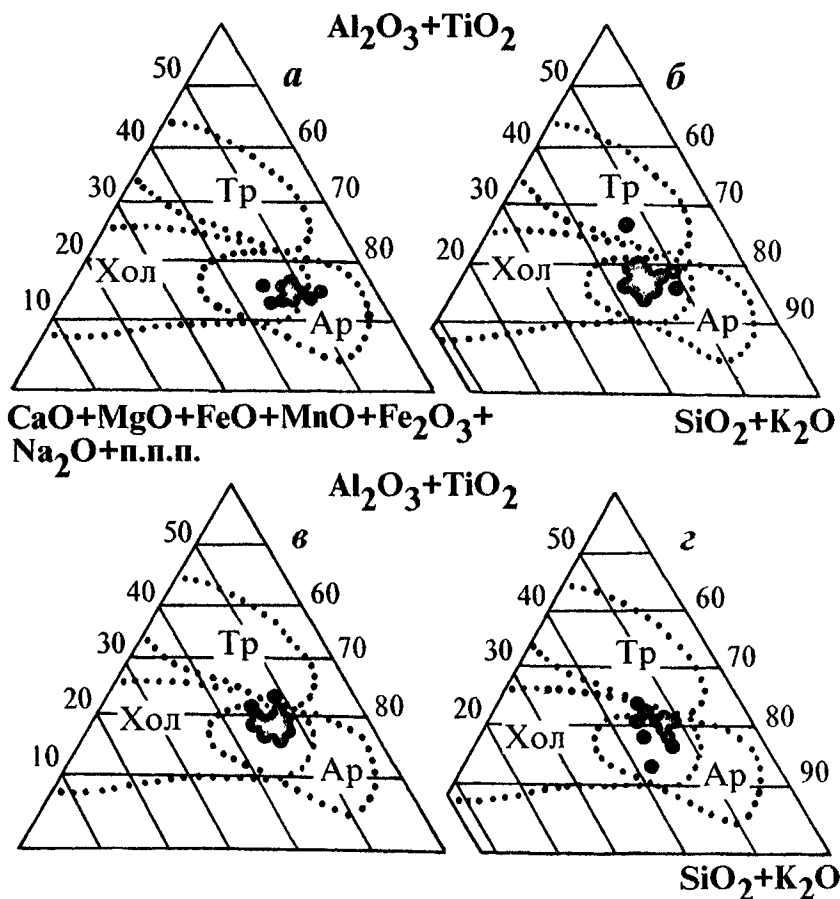


Рис. 34. Диаграмма Ронова–Хлебниковой для глинистых сланцев нижнего рифея (по частным пробам) Башкирского мегантиклинория: айский (а), большеинзерский (б), макаровский (в) и малобакальский (г) уровни.

Климат: Хол – холодный; Тр – тропический; Ар – аридный

тых пород данного уровня концентрируются в области перекрытия составов глин холодного и аридного климата, т.е. тонкая алюмосиликокластическая в разрезах айской свиты имеет относительно небольшую степень зрелости (рис. 34, а).

Большеинзерский уровень. На диаграмме *SAK* точки составов глинистых сланцев большеинзерской свиты сосредоточены в полях монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин и несколько смещены от центров полей в сторону вершины *K* (рис. 32, в). На диаграмме *AKM* практически все фигуративные точки смещены от поля гидрослюдистых глин в сторону вершины *K* (рис. 33, б), т.е. в сторону составов с более высокими содержаниями K_2O , что в целом характерно для всех глинистых пород рифея [Виноградов, Ронов, 1956; Юдович и др., 1991; и др.].

На диаграмме *Ронова–Хлебниковой* основная масса точек составов глинистых сланцев большеинзерской свиты попадает в поле перекрытия глин холодного и аридного климата (рис. 34, б), т.е. тонкий алюмосиликокластический материал не испытал, вероятно, значительного преобразования в источниках сноса. Единичные точки наблюдаются в поле континентальных глин тропического климата и собственно аридного пояса, однако какой-либо принципиальной роли, на наш взгляд, это не играет.

Макаровский подуровень бакальской свиты. Фигуративные точки химических составов глинистых пород макаровской подсвиты бакальской свиты располагаются так же, как и в двух рассмотренных выше примерах: на диаграмме *SAK* – в поле монтмориллонитовых глин (рис. 32, в), а на диаграмме *AKM* – весьма компактно в поле гидрослюдистых глин (рис. 33, в). Ряд точек на последней диаграмме тяготеет к полю каолинитовых глин, что позволяет предполагать исходное накопление в бассейне седиментации гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых илов. Это в определенной мере подтверждается и на диаграмме *Ронова–Хлебниковой*, где фигуративные точки локализуются весьма компактно и в целом несколько выше, чем точки составов айского и большеинзерского уровней (рис. 34, в). Подобная ситуация указывает на несколько более высокую степень химической зрелости тонкой алюмосиликокластической, поступавшей в бассейн в конце раннего рифея. Аналогично на

диаграммах *SAK*, *AKM* и *Ронова–Хлебниковой* ведут себя составы глинистых сланцев *малобакальской подсвиты* *бакальской свиты* (см. рисунки 32, *г*; 33, *г* и 34, *г*).

Машакский уровень. На диаграмме *AKM* фигуративные точки составов глинистых пород данного уровня концентрируются в поле гидрослюдистых глин (рис. 35, *а*), тогда как на диаграмме *SAK* они сгруппированы в поле исходно монтмориллонитовых глин (рис. 36, *а*).

Положение точек валовых составов сланцев на диаграмме *Ронова–Хлебниковой* (рис. 37, *а*) указывает на формирование исходной тонкой алюмосиликокластики в условиях относительно небольшого химического преобразования пород в источниках сноса.

Зигазино-комаровский уровень. Исходно глинистые породы *серегинской подсвиты* на диаграмме *AKM* сгруппированы в поле составов гидрослюдистых глин. Породы *амбарской подсвиты* на этой же диаграмме как попадают в поле гидрослюдистых глин, так и несколько выходят за его пределы будучи ориентированы в направлении составов, обогащенных калием и магнием. Для *туканской подсвиты* также характерны тонкозернистые алюмосиликокластические породы, исходный состав которых отвечал, по всей видимости, типичным гидрослюдистым глинам; в то же время здесь есть и образования, существенно обогащенные калием и алюминием (рис. 35, *б, в, г*).

На диаграмме *Ронова–Хлебниковой* точки составов глинистых сланцев рассматриваемого уровня, так же как и машакского, располагаются в области перекрытия полей холодного и аридного климата, отличаясь, однако, несколько большим сдвигом в сторону полюса $SiO_2 + K_2O$ (рис. 37, *б*).

Авзянский уровень. На диаграмме *AKM* фигуративные точки составов исходно глинистых пород *каташкинской подсвиты* локализованы в поле гидрослюдистых глин и чуть-чуть вне его (рис. 35, *д*). Точки составов глинистых сланцев *малоинзерской подсвиты* расположены на данной диаграмме в поле гидрослюдистых глин (рис. 35, *е*).

На диаграмме *SAK* они локализованы либо в области перекрытия составов исходно гидрослюдистых и монтмориллонитовых

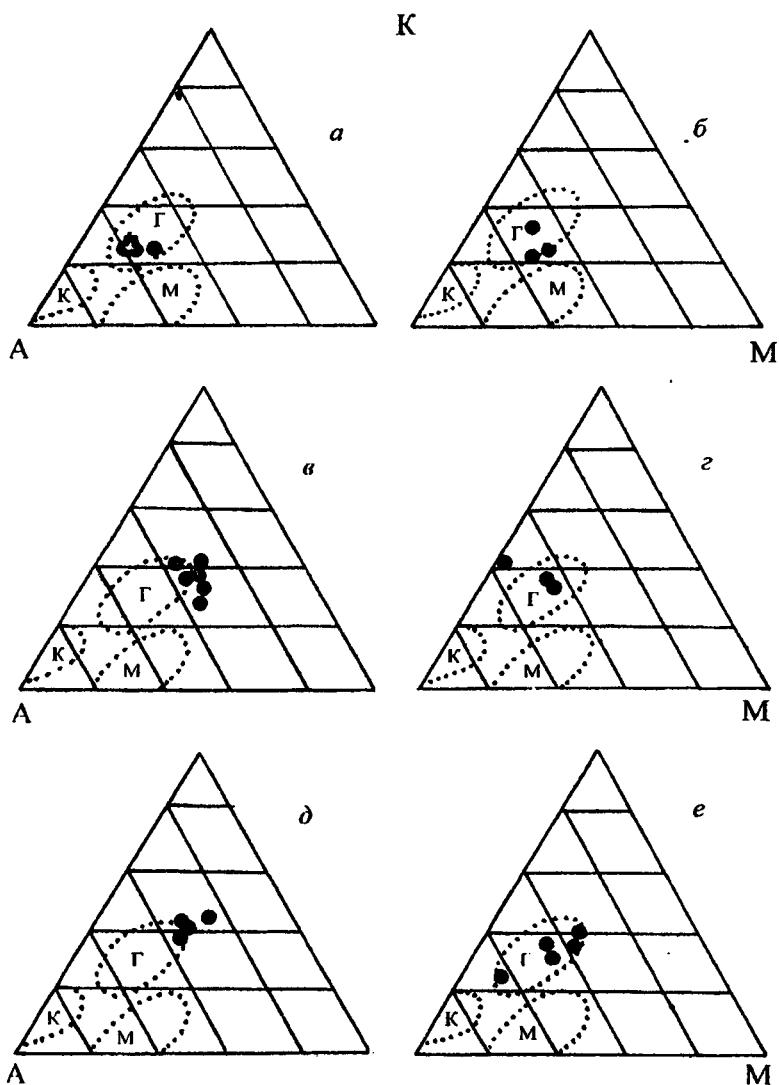


Рис. 35. Диаграмма *АКМ* (по частным пробам) для глинистых сланцев в среднем рифея Башкирского мегантиклинория: машакский (*a*), сергеевский (*б*), амбарский (*в*), тулукский (*г*), катаскинский (*д*) и малоинзерский (*е*) уровни.

К – каолинит; **Г** – гидрослюда; **М** – монтмориллонит

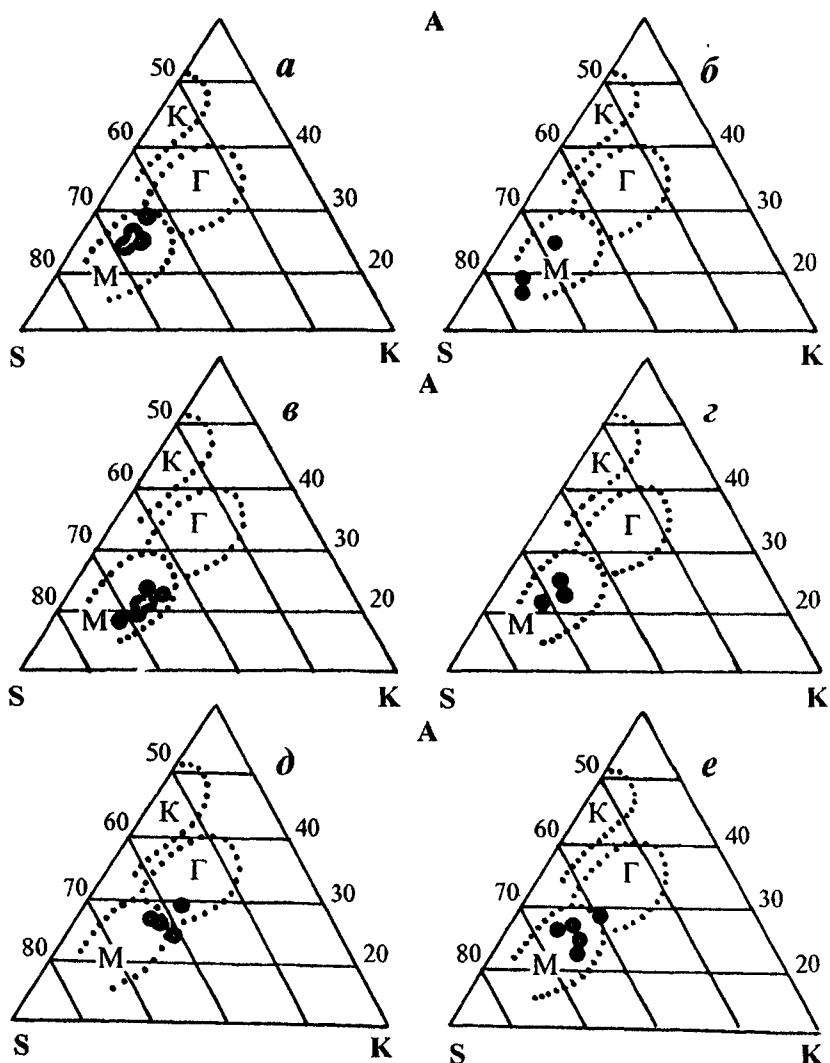


Рис. 36. Диаграмма *SAK* для глинистых сланцев среднего рифея (по частным пробам).

Уровни разреза: машакский (*a*), серегинский (*б*), амбарский (*в*), туканский (*г*), катакский (*д*) и малоинзерский (*е*).

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит

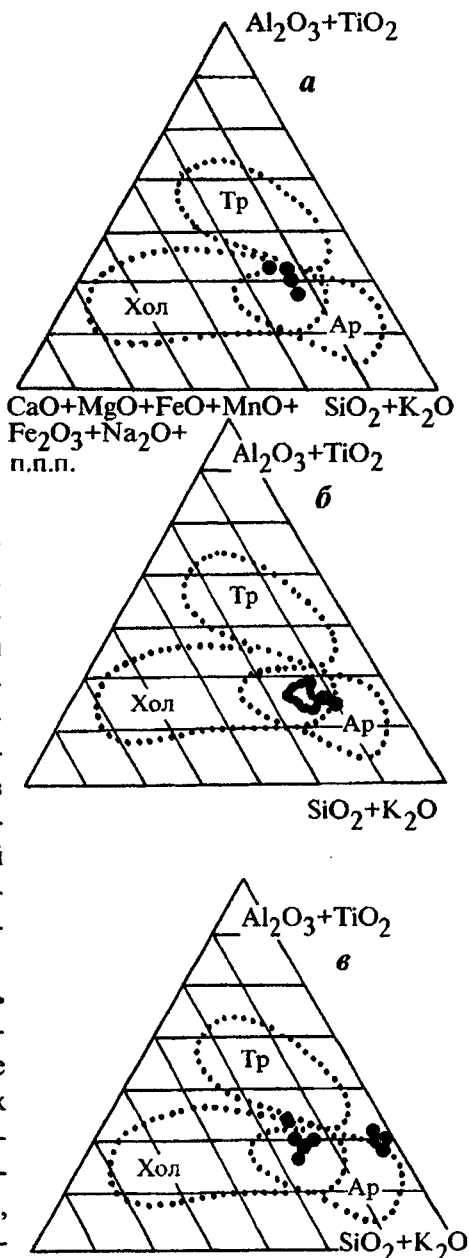
Рис. 37. Диаграмма *Ронов-Хлебниковой* для глинистых сланцев ряда уровней среднего рифея Башкирского мегантиклия: машакского (*а*), зигазино-комаровского (*б*) и авзянского (*в*).

Климат: Хол – холодный; Тр – тропический; Ар – аридный

глин, либо преимущественно в поле последних (рис. 36, *б*, *в*).

На диаграмме *Ронов-Хлебниковой* глинистые сланцы авзянского уровня образуют две группы фигуративных точек (рис. 37, *в*). Первая из них, представленная породами кагаскинской подсвиты, располагается в области перекрытия полей холодного и аридного климата. Вторая, в состав которой входят исходно глинистые породы малоинзерской подсвиты, локализована несколько выше поля глин аридного климата.

Бирьянский уровень ильмердакской свиты. На диаграмме *SAK* фигуративные точки составов глинистых сланцев и аргиллитов бирьянской подсвиты образуют достаточно вытянутую область, ориентированную субпарал-



лельно стороне *SA* и занимающую поля как исходно монтмориллоновых, так и каолининовых глин (рис. 38, *а*). Единичные точки составов тонкой фракции локализованы в поле каолининовых глин.

На диаграмме *АКМ* только единичные точки валовых составов исходно глинистых пород бирьянской подсвиты локализованы в поле собственно гидрослюдистых глин; подавляющая часть их сосредоточена в области, отвечающей глинам с большим, чем это типично для гидрослюдистых глин, содержанием оксида калия. Сюда же попадают и составы тонкой фракции глинистых сланцев и аргиллитов (рис. 39, *а*).

На диаграмме *Ронова-Хлебниковой* точки валовых составов глинистых сланцев бирьянской подсвиты образуют достаточно протяженную область в полях глин аридного и тропического климата (рис. 40, *а*).

Нугушский уровень зильмердакской свиты. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные химические составы глинистых сланцев нугушской подсвиты локализованы на диаграмме *SAK* в поле исходно монтмориллонитовых глин (рис. 38, *б*), а на диаграмме *Ронова-Хлебниковой* они наблюдаются в области перекрытия составов глин из зон аридного и холодного климата (рис. 40, *б*).

На диаграмме *АКМ* точки составов валовых проб сланцев, так же как и в случае с породами бирьянской подсвиты, локализованы в области с более высокими содержаниями оксида калия, нежели это характерно для собственно гидрослюдистых глин (рис. 39, *б*).

Лемезинский уровень зильмердакской свиты. Точки составов исходно глинистых пород лемезинской подсвиты ведут себя на диаграммах *Ронова-Хлебниковой* и *SAK* аналогично глинистым сланцам нугушского уровня (см. рис. 40, *в* и 38, *в*).

На диаграмме *АКМ* фигуративные точки составов валовых проб глинистых сланцев и аргиллитов данного уровня расположены вне поля собственно гидрослюдистых глин, т.к. существенно обогащены калием (рис. 39, *в*).

Бедерышинский уровень зильмердакской свиты. Химические составы валовых проб и тонкой фракции глинистых сланцев

рассматриваемого уровня сконцентрированы на диаграмме *SAK* в поле исходно монтмориллонитовых глин и несколько правее его соответственно (рис. 38, *з*).

На диаграмме *AKM* фигуративные точки валовых проб тяготеют к верхней части поля гидрослюдистых глин и несколько выходят за его пределы; тонкая фракция аргиллитов и глинистых сланцев смещена относительно них в область составов с повышенными содержаниями оксида калия (рис. 39, *з*).

На диаграмме *Ронов*–*Хлебниковой* фигуративные точки образуют вытянутую область, которая охватывает зону перекрытия

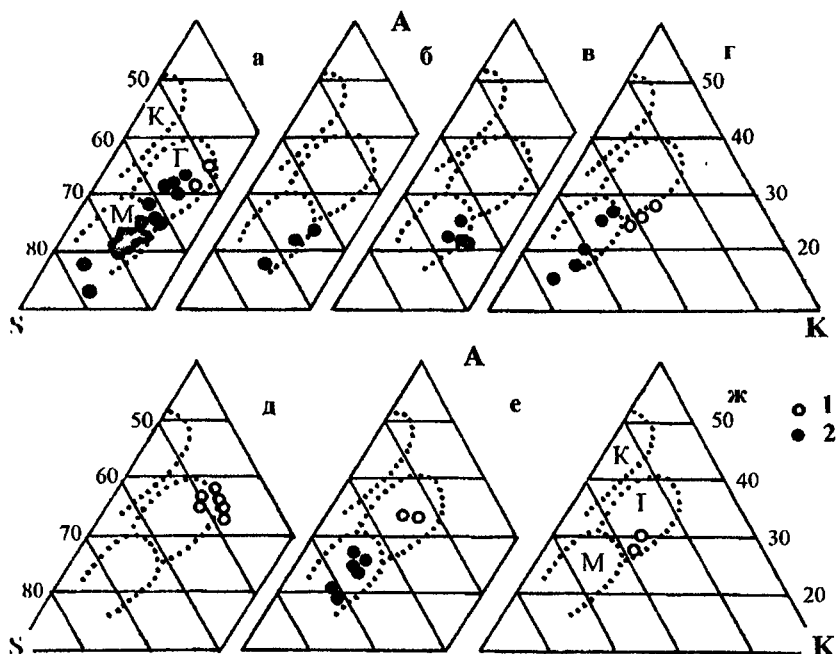


Рис. 38. Диаграмма *SAK* (по частным пробам) для глинистых сланцев верхнего рифея Башкирского мегантиклинория: бирьянский (*а*), нулуский (*б*), лемезинский (*в*), бедерышинский (*г*), катавский (*д*), инзерский (*е*) и миньярский (*ж*) уровни.

1 – тонкая фракция; 2 – валовые пробы.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит

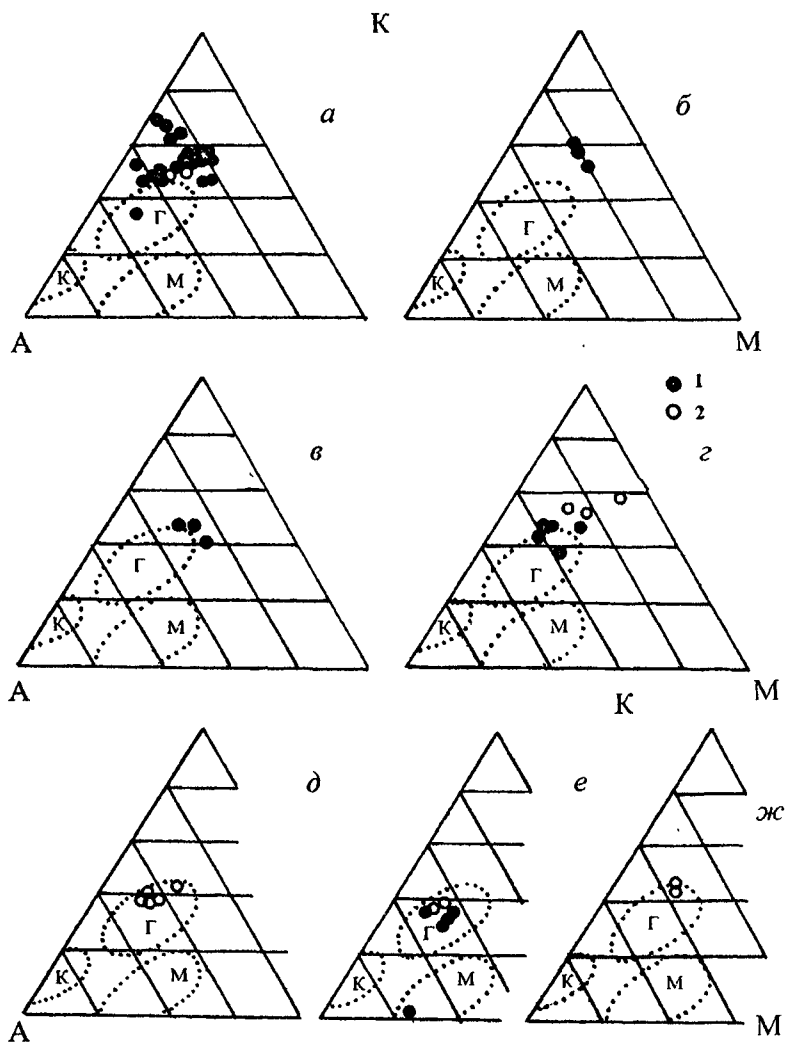


Рис. 39. Диаграмма *АКМ* (по частным пробам) для глинистых сланцев верхнего рифея Башкирского мегантиклинория: бирьянский (а), нугушский (б), лемезинский (в), бедерышинский (г), катавский (д), инзерский (е) и миньярский (жс) уровни.

К – каолинит; Г – гидрослюда; М – монтмориллонит; 1 – валовая проба, 2 – тонкая фракция

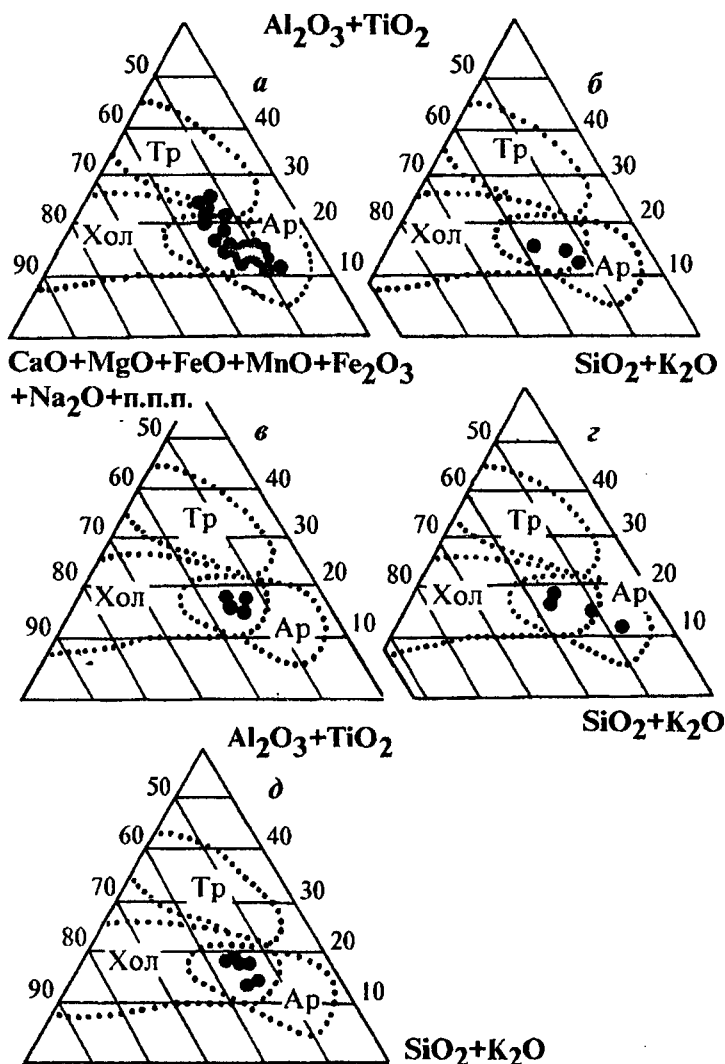


Рис. 40. Диаграмма Ронова–Хлебниковой (по частным пробам) для глинистых сланцев верхнего рифея Башкирского мегантиклинория: бирюзовский (а), нугушский (б), лемезинский (в), бедерышинский (з) и инзерзинский (д) уровни.

Климат: Хол – холодный; Тр – тропический; Ар – аридный

составов аридного и холодного климата, и частично выходят в составы, типичные для обстановок аридного климата (рис. 40, з).

Катавский уровень. Для данного уровня мы располагаем только информацией о химическом составе тонкой фракции глинистых сланцев и аргиллитов из нескольких разрезов на северо-востоке Башкирского мегантиклинория. Все они на диаграмме *SAK* сконцентрированы в области составов исходно гидрослюдистых образований и несколько выходят за ее пределы (рис. 38, д).

На диаграмме *AKM* составы всех тонких фракций аргиллитов локализованы в поле собственно гидрослюдистых глин (рис. 39, д).

Инзерский уровень. Составы тонкой фракции глинистых сланцев и их валовых проб на диаграмме *SAK* локализованы несколько по-разному. Первые попадают в поле исходно каолинитового состава, вторые локализованы в поле составов монтмориллоновых глин (рис. 38, е).

На диаграмме *AKM* они, напротив, расположены в основном в поле глин гидрослюдистого типа. Только одна проба из всей выборки попала в поле собственно монтмориллонитовых глин (рис. 39, е).

На диаграмме *Ронова–Хлебниковой* все точки составов валовых проб укладываются в область перекрытия глин аридного и холодного климата (рис. 40, д).

Миньярский уровень. Две пробы тонкой фракции глинистых сланцев из разреза миньярской свиты на диаграмме *SAK* попадают в поле исходно гидрослюдистых глин (рис. 38, ж). Такое же положение занимают они и на диаграмме *AKM* (рис. 39, ж).

Фигуративная точка среднего состава глинистых сланцев **укской свиты** на диаграмме *AKM* локализована в самой верхней части поля исходно гидрослюдистых глин. На диаграмме *SAK* она значительно удалена в сторону вершины *K* от каких-либо выделенных полей. На диаграмме *Ронова–Хлебниковой* данная точка попадает в поле глин холодного климата.

Глинистые породы венда охарактеризованы в петрохимическом отношении еще недостаточно. Если рассматривать положение

на используемых нами для описания исходно глинистых образований верхнего докембрия диаграммах средних составов аргиллитов и глинистых сланцев, то окажется, что на диаграмме *АКМ* фигуративные точки составов **бакеевской** и **урюкской свит** локализованы в поле исходно гидрослюдистых образований, тогда как все остальные занимают существенно иные позиции. Так, средний состав аргиллитов **сууровской свиты** значительно более, чем другие исходно глинистые породы венда, обогащен K_2O , а аргиллиты **басинской** и **зиганской свит**, напротив, имеют более высокие содержания MgO (см. рис. 29).

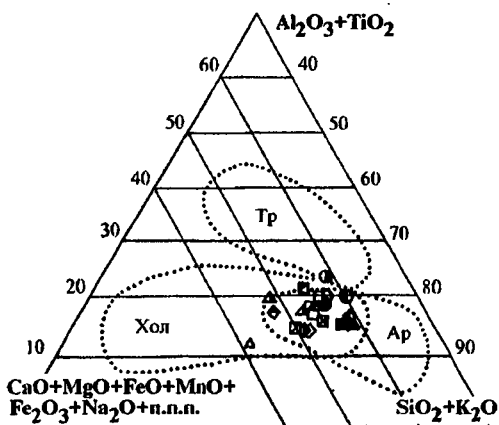
На диаграмме *SAK* точка среднего состава глинистых пород **сууровской свиты** размещена вне какого-либо определенного поля, так как примерно при таких же, как и у исходно монтмориллонитовых осадков, значениях коэффициентов *S* и *A* имеет заметно большую величину суммы окислов K_2O , Na_2O , CaO и MgO . Средний состав глинистых сланцев **бакеевской свиты** отвечает породам, имевшим предположительно монтмориллонитовый состав. В том же поле расположена точка среднего состава аргиллитов **урюкской свиты**. Фигуративная точка среднего состава аргиллитов **басинской свиты** тяготеет уже к полю пород с исходно гидрослюдистым составом, а породы **зиганской свиты** вновь сходны по своему среднему петрохимическому составу с породами исходно монтмориллонитового состава (см. рис. 28).

На диаграмме *Роно-Хлебниковой* все средние фигуративные точки

Рис. 41. Диаграмма *Ронова-Хлебниковой* для глинистых сланцев верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория.

Климат: Хол – холодный; Тр – тропический; Ар – аридный.

Условные обозначения см. на рис. 28



перечисленных выше свит расположены в области перекрытия составов холодного и аридного климата (рис. 41). Каких-либо определенных закономерностей изменения среднего состава аргиллитов и сланцев венда нами не реконструировано.

ЗРЕЛОСТЬ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ И ПАЛЕОКЛИМАТ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ

5.1. Ранее существовавшие представления

Зрелость поступающей в область седиментации терригенной глины и тонкого пелитового материала достаточно тесно связана с климатическими обстановками на палеоводосборах. Она может быть более или менее корректно оценена при помощи ряда петрохимических параметров (модулей) [Ронов и др., 1965; Ронов и Мигушов, 1965; Виноградов, Ронов, 1956; Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 1997] (см. главу 1).

Выполненная нами ранее [Маслов, Гареев, 1988; Гареев, Маслов, 1992, 1994] реконструкция степени зрелости псаммитовых ассоциаций верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория показала, что наиболее зрелыми из аркозов являются песчаники базальных горизонтов каратауской серии (бирьянская подсвита зильмердакской свиты), тогда как аркозы айской и урюкской свит характеризуются относительно низкой химической зрелостью. Связано это при близком в целом спектре размывавшихся в областях сноса пород, по всей видимости, с различными тектоническими обстановками формирования аркозовых ассоциаций.

Было установлено, что эволюция химических составов песчаников описывается двумя типами модульных кривых [Гареев, Маслов, 1994], соответствующими двум моделям формирования псаммитовых ассоциаций. Согласно первой из них, реализуемой в стратогипической местности для бурзянского этапа, на начальных стадиях происходило формирование петрографически и петрохимически незрелых песчаниковых ассоциаций, сменявшихся позднее более зрелыми образованиями [Маслов, Гареев, 1996]. Вторая модель отражает поступление в бассейны на средних стадиях седиментационных циклов (юрматинский, каратауский и поздненевендс-

кий) петрохимически незрелого материала. Все это позволило сделать следующий вывод: песчаниковые ассоциации типового разреза рифея сформированы главным образом за счет различной эволюции питающих провинций и отчасти – климатических вариаций.

Ранее нами также было показано поступление в зильмердакское и катавское зремя в бассейн весьма зрелого материала [Маслов, Гареев, 1988]. В середине позднего рифея (время накопления отложений инзерской свиты) в зону осадконакопления начал поступать менее зрелый в петрохимическом отношении материал, и только в конце каратавия с водосборов вновь сносится более зрелая тонкая алюмосиликокластика. Снижение степени зрелости пелитового материала было связано, по всей видимости, с увеличением водосборных площадей и вовлечением в размыв пород различной степени преобразования³⁷.

В неопубликованном отчете Ю.Р. Беккера (ВСЕГЕИ, 1971 г.) один из его авторов, Н.С. Крылов, основываясь на анализе строения разрезов, структурно-текстурных и минералого-геохимических особенностях (парные коэффициенты корреляции, ряды подвижности и др.) отложений катавской и миньярской свит и подинзерских слоев указал, что первые характеризуются чертами, типичными для осадков аридных эпох, тогда как вторые представляют собой образования, накапливавшиеся при влажном гумидном климате в условиях ведущей роли химического выветривания в областях сноса. Позднее эти данные были частично опубликованы [Крылов, 1979].

Ю.Р. Беккер [Карта докембрийских..., 1983] подчеркнул своеобразие пестроцветных ленточных известняков катавской сви-

³⁷ По данным А.В. Сочавы с соавторами [1994], в целом позднедокембрийский этап эволюции составов терригенных пород объединяет два цикла - нижне-среднерифейский и верхнерифейско-вендский, связанные, предположительно, с несколько различными стилями тектонического развития. Внутри циклов песчаники и аргиллиты начальных стадий характеризуются более низкими значениями отношений Al_2O_3/SiO_2 и $Na/(Na+K)$. Предполагается, что объяснением данного феномена является повышенная зрелость поступающего в бассейны седиментации материала из кор выветривания (что указывает, в свою очередь, на стабильность тектонических обстановок). К концу циклов в размыв вовлекались различные по степени зрелости продукты. Увеличение значений модуля $Na/(Na+K)$ в середине позднего рифея, возможно, отражает также некоторую активизацию тектонических движений (раннебайкальская фаза ? - 850 млн лет).

ны и предложил выделить их как особую *флоридовую формацию*, считая, что накопление этих образований происходило в условиях, приближавшихся к аридным. Терригенные последовательности зильмердакской свиты также формировались, по его данным, в условиях, приближавшихся к аридным. Близких взглядов на обстановки формирования отложений двух указанных уровней верхнего рифея придерживался и В.П. Парначев [1988 и др.].

Э.З. Гареев [1987, 1989], напротив, исходя из положения фигуративных точек глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на диаграмме *Ронова-Хлебниковой* в поле континентальных глин холодного климата, а глинистых сланцев бедерыштинской подсвиты среди континентальных глин влажного и жаркого климата, считает, что климат всего зильмердакского времени был нестабильным - с переходами от гумидного к аридному.

Анализ геохимических и литологических данных позволил Э.З. Гарееву [1989] утверждать, что в области сноса в течение почти всего рифея преобладали аридные климатические условия. В позднем рифее им выделены короткие эпизоды гумидизации климата (основой для этого явились наличие в разрезах каратавия более зрелых глинистых осадков, присутствие глауконита, преобладание известняков и др.).

Повышенные содержания фтора и хлора в отложениях саткинской и бакальской свит свидетельствуют, по мнению В.П. Парначева [1987], об эвапоритовых обстановках накопления исходных осадков в водоемах аридной зоны.

На основе рассмотрения данных о химическом составе тонкой фракции (<0.001 мм) глинистых сланцев каратауской серии было показано [Маслов, Гареев, 1988], что отношение Al_2O_3/TiO_2 в ней варьирует от 16 до 26. По представлениям Е.П. Акульшиной [1985], что характерно для гумидных и переходных к аридным (семиаридным) обстановкам. Более высокие значения данного отношения (до 50-60 ед.) установлены в красноцветных бескарбонатных глинистых сланцах основания катавской свиты (разрезы по правому берегу р. Юрюзань ниже г. Юрюзань и др.). Это позволило предположить формирование отложений нижней части или всей катавской свиты в условиях аридного климата.

Находки псевдоморфоз по галиту в пачках переслаивания красноцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев бирьянской и бедерьшинской подсвит зильмердакской свиты, а также данные о химизме континентальных терригенных отложений³⁸ указывают на аридные обстановки осадконакопления.

По данным В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995], основанным на анализе составов и петрогеохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии, климат первой половины среднего рифея (машакское – начало зигазино-комаровского времени) может быть оценен в первом приближении как семиаридный. Условия выветривания на континенте оцениваются авторами в это время как умеренные. Реконструкции первичного состава глинистых сланцев средней и верхней частей зигазино-комаровской и авзянской свит указывают на исходный хлорит-гидрослюдистый и/или монтмориллонит-гидрослюдистый с палыгорскитом (?) состав поступавшего из областей сноса тонкой алюмосиликокластики, отражающий, по мнению авторов, некоторую аридность климата эпох их формирования и привнос в бассейн умеренно зрелого пелитового компонента.

В табл. 7 суммированы представления разных авторов о климатических особенностях процессов седиментогенеза во фрагментах бассейнов осадконакопления, существовавших в рифее на территории современного западного склона Южного Урала.

5.2. Общие особенности эволюции зрелости пород и палеоклимата по данным изучения среднего химического состава глинистых сланцев

Средние значения алюмокремниевого, гидролизатного и натриевого модулей для всех отчетливо литологически индивиду-

³⁸ На треугольной диаграмме $(Al_2O_3)-(Fe_2O_3+FeO)-(CaO+MgO+K_2O+Na_2O)$ [Ерофеев, Цеховский, 1983] точки составов континентальных отложений гумидного и аридного типа образуют подобие воронки, в широкую часть которой попадают фигуративные точки отложений гумидного семейства, а в узкую – аридного; в нашем случае все точки пород континентального генезиса из разрезов зильмердакской свиты концентрируются в узкой части воронки [Маслов, 1988а].

лизированных подразделений бурзяния, юрматиния, каратавия, нижнего и верхнего венда Башкирского мегантиклинория приведены в табл. 8; при ее составлении учтены данные, опубликованные ранее [Арезов, 1987, 1988, 1989, 1997, 1998; Гареев, Веретенникова, 1987; Подковыров, Гареев, 1995].

5.2.1. Вариации зрелости тонкой алюмосиликокластической взвеси, поступавшей в области седиментации

Пределы колебаний AM и $ГМ$ в глинистых сланцах составляют, соответственно, $0.11 (R_3zl_4) - 0.36 (R_3kt)$ и $0.18 (R_3zl_4) - 0.49 (V_2bs)$.

Для раннего рифея характерно незначительное увеличение средних значений AM и $ГМ$ в сланцах от начала к концу этапа (рис. 42), свидетельствующее о поступлении в область седиментации все более зрелого в петрохимическом отношении пелитового материала. Можно видеть, что для северо-восточных (айская, саткинская и бакальская свиты) и центральных районов Башкирского мегантиклинория (большеинзерская, суранская и юшинская свиты) характер изменения AM и $ГМ$ в исходно глинистых осадках несколько различен, что, возможно, было связано с различным удалением их от областей размыва, несколько различавшимся составом и степенью преобразованности в экзогенезе слагавших их пород. Максимально зрелой в петрохимическом отношении в разрезах нижнего рифея является тонкая алюмосиликокластика бакальской свиты, что хорошо видно не только по величине модулей AM и $ГМ$, но и по значениям ряда других геохимических коэффициентов. По величине натриевого модуля это же свойственно и глинистым породам саткинской свиты.

Иная тенденция наблюдается, если мы обратимся к рассмотрению данных по образованиям нижнего рифея центральных районов мегантиклинория. Здесь по значениям AM и $ГМ$ более зрелыми являются отложения большеинзерской и юшинской свит, характеризующие в современных стратиграфических построениях, соответственно начало (?) и конец раннерифейской седиментации.

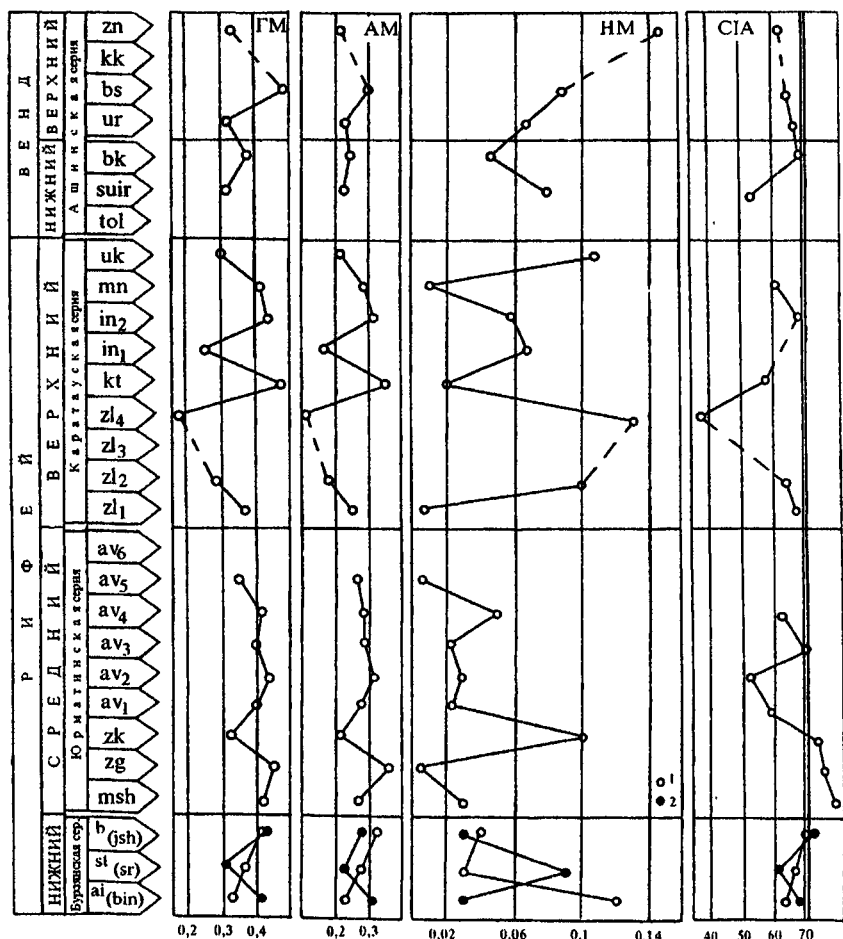


Рис. 42. Вариации гидролизатного (ГМ), алюмокремниевого (АМ) и натриевого (НМ) модулей и *CIA*-индекса в глинистых сланцах и аргиллитах верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория.

Уровни разреза: ai – айский; bin – большеинзерский; st – саткинский; sr – суранский; b – бакальский; jsh – юшинский; msh – машакский; zg – зигальгинская; zk – зигазино-комаровский; av₁ – катаский; av₂ – малоинзерский; av₃ – ушаковский; av₄ – куткурский; av₅ – реветский; av₆ – тюльменский; z1₁ – бирьянский; z1₂ – нугушский; z1₃ – лемезинский; z1₄ – бедерьшинский; kt – катавский; in₁ – нижеинзерский; in₂ – вышеинзерский; mn – миньярский; uk – укский; tol – тол-

норовский; suir – суировский; bk – бакеевский; ur – урюкский; bs – басинский; kk – уркараукский; zn – зиганский.

1 - кривая для отложений айской, саткинской и бакальской свит (северо-восток Башкирского мегантиклинория); 2 - кривая для большеинзерской, суранской и юшинской свит бурзянской серии (центральные районы Башкирского мегантиклинория)

Среднерифейский этап более или менее условно может быть подразделен на два подэтапа, соответствовавшие: первый - времени накопления отложений машакской, зигальгинской и зигазинокомаровской свит, а второй - авзянской свиты. Они различаются характером поведения и пределами колебаний алюмокремниевого и гидролизатного модулей. Первый из них обнаруживает довольно существенные вариации значений AM и $ГМ$, составляющие соответственно 0.29 (R_2msh), 0.36 (R_2zg), 0.20 (R_2zk) и 0.41 (R_2msh), 0.44 (R_2zg) и 0.32 (R_2zk). Второй подэтап характеризуется значительно меньшими по размаху вариациями обоих модулей относительно средних для бескарбонатных глинистых сланцев всей авзянской свиты значений ($AM=0.32$; $ГМ=0.42$) [Подковыров, Гареев, 1995].

Таким образом, можно предполагать, что на первом подэтапе в область седиментации поступала различная по степени петрохимической зрелости тонкая алюмосиликокластика, что подразумевает постепенное усиление эрозии и/или расширение площади подосборов и вовлечение в размыв еще относительно слабо преобразованных в гипергенезе образований или появление в области питания новых источников сноса. Для второго подэтапа характерно вовлечение в размыв, по всей видимости, умеренно зрелого пелитового компонента.

Общая зрелость пелитового компонента, поступавшего в область осадконакопления в конце раннего и среднего рифея, по значениям AM и $ГМ$ была примерно одинакова. Интересно также отметить, что зрелость тонкозернистых терригенных осадков соответственно конца бурзяния и начала юрматиния (особенно при сопоставлении отложений юшинской и машакской свит, распростра-

ненных в одних и тех же районах Башкирского мегантиклинория) и, как мы увидим далее, конца юрматиния и начала каратавия была сопоставимой. Это может косвенно указывать, во-первых, на продолжительность перерывов на границах R_1/R_2 и R_2/R_3 как в области седиментации, так и в областях сноса и, во-вторых, позволяет предполагать отсутствие в питающих провинциях полнопрофильных кор выветривания фанерозойского типа, что довольно хорошо соответствует известным представлениям Б.М. Михайлова [1991 и др.] и Я.Э. Юдовича с соавторами [1991]. Согласно недавно опубликованным данным Б.М. Михайлова [1995], *“... нет никаких оснований выделять в Бакальском районе на рубеже R_1-R_2 эпоху корообразования, характеризующуюся развитием гумидных климатов и формированием кор выветривания”*³⁹.

Для позднерифейского этапа наблюдается увеличение амплитуды разброса средних значений AM и GM соответственно от 0.1–0.12 (R_{3zl_4}) до 0.36 (R_{3kt}) и от 0.3 (R_{3uk}) до 0.48 (R_{3kt}). Начало позднерифейского этапа характеризовалось поступлением в область осадконакопления умеренно зрелого пелитового материала ($AM=0.26$, $GM=0.37$). Существенно более высокая зрелость была типична для тонкой алюмосиликокластики катавского, поздненизнерского и миньярского времени. Низкие и сверхнизкие значения AM и GM в глинистых сланцах и аргиллитах бедерышинского уровня зильмердакской свиты и нижнеинзерской подсвиты предполагают поступление в область седиментации слабо преобразованного выветриванием материала, что может указывать как на аридные, так и на гляциальные обстановки в областях размыва. Однако, если обратиться к анализу общего облика отложений данных стратиграфических уровней верхнего рифея, то мы увидим присутствие здесь в разрезах пачек доломитов, красноцветных терригенных толщ с псевдоморфозами по галиту и комплексом признаков типично

³⁹ Ранее основанием для выделения здесь дозигальгинской коры выветривания являлось присутствие на контакте кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты и отложений бакальской свиты т.н. “сланцев перемыва” – зеленовато-серых, серых, буровато- и салатно-серых глинистых сланцев, которые всем своим обликом и составом резко отличны от темноокрашенных глинистых образований собственно бакальской свиты нижнего рифея и рассматривались в местных стратиграфических схемах как базальное подразделение зигальгинской свиты.

литоральных образований, а также наличие глауконито-кварцевых песчаников. Все это склоняет в пользу предположения о формировании исходных осадков в условиях аридного климата.

Для венда в целом общие пределы колебаний величин AM и $ГМ$ близки к тем, что мы видели выше для разреза рифея. Обращают на себя внимание повышенные значения AM и $ГМ$ в глинистых сланцах басинской свиты, что предполагает поступление во время формирования осадков данного подразделения заметно более зрелого в петрохимическом отношении, чем до и после, пелитового компонента.

Общая форма кривых AM и $ГМ$ на рис. 39 для раннего-среднего рифея и позднего рифея-венда несколько различается. Для первого из указанных интервалов типичны несколько меньшие пределы колебаний модулей и более плавная форма самих кривых, тогда как в позднем рифее-венде преобладало формирование заметно более контрастных по степени петрохимической зрелости ассоциаций глинистых пород. Если встать на позиции формальной логики, то в разрезе каратауской серии можно выделить три цикла более высокого порядка; в течение каждого в бассейн осадконакопления поступал вначале более зрелый в петрохимическом отношении пелитовый компонент, а затем несколько менее зрелый. Такие циклы наблюдаются соответственно в разрезах: 1) зильмердакской свиты; 2) катавской свиты и нижней подсвиты инзерской свиты; 3) верхней подсвиты инзерской свиты – укской свиты.

В вендской последовательности цикличность подобного рода имеет как бы обратный характер. Наиболее древние в этом ряду глинистые сланцы суировской свиты являются несколько менее зрелыми в петрохимическом отношении, чем аргиллиты перекрывающей их бакеевской свиты, и т.д. Интересно отметить, что степень зрелости аргиллитов суировской свиты, оцениваемая по петрохимическим параметрам ($AM=0.24$, $ГМ=0.32$), достаточно близка к зрелости предшествующих им по времени накопления отложений укской свиты ($AM=0.22$, $ГМ=0.3$) и существенно отличается от зрелости пелитового компонента катавских известняков, в которых они вкупе с песчаниками нижележащей толпаровской свиты обра-

зуют крупную эрозионную долину [Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988].

Макровариации средних величин натриевого модуля в глинистых сланцах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория также обнаруживают существование двух крупных циклов - ранне-среднерифейского и позднерифейско-вендского. В течение первого из них общая петрохимическая зрелость поступающего с водосборов тонкого силикластического материала постепенно (и, при некоторых исключениях, неуклонно) повышалась. Это хорошо заметно как при сопоставлении значений HM в глинистых сланцах айского уровня основания нижнего рифея (0.12) и реветского уровня верхов юрматинской серии (~0.002), так и при анализе тенденций изменения данного модуля внутри бурзянской и юрматинской серий. Кроме того, в среднем рифее среди глинистых сланцев по величине $HM \leq 0.1$ выделяются в отличие от нижнерифейской последовательности, и собственно гидролизатные осадки (глинистые сланцы зигальгинской свиты и реветской подсвиты авзянской свиты).

Для позднего рифея – венда характер эволюции натриевого модуля подчеркивает увеличение в составе глинистых сланцев и аргиллитов на ряде уровней Na -содержащих компонентов, вероятно, присутствующих в виде тонкообломочной пирокластики, или вовлечение в разрыв породных ассоциаций соответствующего состава. Это достаточно хорошо выражено для нугушского и бедерышинского уровней зильмердакской свиты, инзерской и укской свит. Однако наиболее ярко данная тенденция выступает при рассмотрении особенностей изменения значений HM в глинистых сланцах венда. В вендском разрезе западного крыла Башкирского мегантиклинория эта тенденция подчеркнута непрерывным ростом значений HM от бакеевского уровня (0.05) до зиганского (0.15). Для всего подстилающего разреза рифея такая направленная эволюция составов глинистых сланцев и аргиллитов в сторону все менее и менее петрохимически зрелых составов не характерна и связана в данном случае несомненно с активизацией тектонических процессов и сопровождавшими их, вероятно, пароксизмами вулканической деятельности.

5.2.2. Вариации климатических обстановок

Используя в качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого климата, величину коэффициента $CIA=70$ ед. [Nesbitt, Young, 1982; Visser, Young, 1990], можно видеть, что в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория мы имеем дело по крайней мере с тремя группами глинистых сланцев.

Первая характеризуется значениями коэффициента $CIA \geq 70$. Это глинистые сланцы бакальской свиты нижнего рифея, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит среднего рифея. Нигде более в разрезе верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория подобные по химизму образования не присутствуют. Основываясь на данных, приведенных в работах [Nesbitt, Young, 1982; Тейлор, МакЛеннан, 1988; Visser, Young, 1990], можно предполагать, что начиная с бакальского времени раннего рифея и до окончания зигазино-комаровской эпохи (примерно от 1350 до 1200 млн. лет) в область седиментации поступала тонкая алюмосиликокластика из областей размыва, располагавшихся в зонах теплого (гумидного) климата.

Ко второй группе, где значения $CIA \leq 60$, могут быть отнесены глинистые сланцы суранской свиты нижнего рифея, катаскинской и малоинзерской подсвит авзянской свиты среднего рифея, породы бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты каратавия и аргиллиты суировской свиты нижнего венда. Интерпретация климатических обстановок их накопления сопряжена с рядом неопределенностей.

В первую очередь это относится к глинистым породам нижнего и среднего рифея, для которых отсутствуют какие-либо иные, независимые, литологические или геохимические критерии, за исключением данных о фазово-минеральном составе глинистых сланцев авзянской свиты, которые, как уже было сказано выше, по данным В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995], представлены Mg - Fe - K -пелитами и формировались предположительно в условиях "...некоторой аридизации климата" (величина отношения Sr/Ba для

бескарбонатных разностей составляет ~ 0.12 ; $B/Ga \sim 11.0$). Таким образом, можно в первом приближении считать, что это, как следует и из величины параметра CIA , отложения скорее аридных, нежели гляциальных или близких к ним по общим особенностям формирующихся в гипергенезе продуктов климатических обстановок.

Глинистые сланцы бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты и катавской свиты каратауской серии, исходя из их перечисленных выше литологических и геохимических особенностей и с учетом значений коэффициента химического изменения, логичнее всего рассматривать как слабо преобразованные выветриванием осадки, поступавшие из областей, где господствовали аридные условия.

Иная интерпретация низких значений индекса CIA может быть предложена для глинистых пород суировской свиты нижнего венда. Как известно [Келлер и др., 1984; Стратотип рифея..., 1983; Горожанин, 1989, 1995], эти образования совместно с подстилающими их песчаниками толпаровской свиты рассматриваются как отложения, формировавшиеся в связи с варангерскими (лапландскими) гляциальными событиями, и низкие значения коэффициента CIA в аргиллитах суировского уровня являются, на наш взгляд, хорошим подтверждением этих представлений, указывая на поступление в область осадконакопления слабо преобразованного процессами выветривания в условиях холодного климата пелитового компонента.

К третьей группе, характеризующейся значениями $60 < CIA < 70$, принадлежат глинистые породы подавляющего числа литостратиграфических единиц верхнедокембрийского разреза. Скорее всего, все эти образования являются отложениями умеренных климатических обстановок без ярко выраженной климатической специфики. В подобных условиях формировались, вероятно, отложения нижнерифейской айской свиты и верхней части авзянской свиты (?) среднего рифея, глинистые породы бирьянской и нугушской подсвит зильмердакской свиты, инзерской и миньярской свит каратавия. Вся верхневендская последовательность Башкирского мегантиклинория также принадлежит этой группе.

Приведенные материалы позволяют нам сделать ряд выводов. На основе изучения степени зрелости поступавшего в область современного Башкирского мегантиклинория на протяжении всего позднего докембрия (рифей и венд) тонкого алюмосиликокластического материала подтверждены полученные ранее при анализе эволюции составов песчаниковых ассоциаций верхнего докембрия представления [Сочава и др., 1994] о возможности выделения для рассматриваемого периода времени двух мегациклов: ранне-среднерифейского и позднерифейско-вендского. Указанные циклы различались, по всей видимости, общей направленностью процессов выветривания на палеоводосборах, связанных тем или иным образом с тектоническими обстановками. Особенно хорошо это видно по эволюции в координатах *условного времени* средних значений натриевого модуля. Вариации гидролизатного и алюмокремниевого модулей в обоих циклах не имеют ярко выраженного тренда, но в верхнерифейско-вендском цикле пределы их колебаний заметно выше. Можно предполагать, что причин этого по крайней мере две. Первая – это появление в позднем рифее на востоке, северо-востоке и севере Русской платформы крупного перикратонного бассейна осадконакопления [Маслов, 1997а], сопровождавшееся расширением водосборов и вовлечением в процессы седиментации алюмосиликокластики различной степени трансформации гипергенными агентами. Второй причиной могло являться усиление тектонической активности (и параллельно вулканической деятельности?), что особенно вероятно для венда, также сопровождавшееся поступлением в области седиментации пелитовых компонентов различной степени зрелости. Вместе с тем, и подчеркнуть это надо особо, анализ абсолютных величин алюмокремниевого и гидролизатного модулей глинистых сланцев верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория свидетельствует о примерно постоянном среднем уровне зрелости поступавших с водосборов в бассейн пелитовых фракций (колебания AM в 65-70% случаев укладываются в пределы 0.35-0.45; GM в 80-85% случаев варьируют от 0.25 до 0.35). Исключениями из этого правила являются лишь зигальгинский уровень среднего рифея, катавский уровень каратавия и басинская свита верх-

него венда. Существенное сходство средних значений *АМ* и *ГМ* в глинистых сланцах литостратиграфических подразделений типа рифея и венда, отделенных друг от друга перерывами и поверхностями несогласий, свидетельствует, по-видимому, об отсутствии сколько-нибудь масштабных корообразовательных процессов в предсреднерифейское, предпозднерифейское и предвендское время.

Климатические обстановки позднего докембрия в районах, прилежавших к рассматриваемой территории, исходя из анализа средних составов глинистых сланцев различных уровней рифея и венда, могут быть охарактеризованы в целом как преимущественно семиаридные или близкие к ним. Только эпохам накопления отложений бакальской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит был, вероятно, свойствен теплый влажный климат, способствовавший накоплению достаточно зрелых в петрохимическом отношении алевро-песчаных и глинистых образований. Экскурсии индекса *СІА* в сторону значений менее 50, наблюдающиеся на бедерышинском уровне зильмердакской свиты верхнего рифея и суировском уровне нижнего венда, могут быть объяснены в первом случае (экстра?)аридными, а во втором - субгляциальными обстановками мобилизации поступавшей в области осадконакопления тонкой алюмосиликокластики.

5.3. Вариации степени зрелости тонкой алюмосиликокластики и палеоклимата позднего докембрия по данным изучения конкретных разрезов

Выше мы рассмотрели основные тенденции изменения степени зрелости тонкого алюмосиликокластического материала, поступавшего в ранне-, средне- и позднерифейский, а также вендские бассейны осадконакопления, фрагменты которых известны в настоящее время на территории Башкирского мегантиклинория, и параметры палеоклимата для крупных интервалов времени, используя средние для свит и подсвит рифея и венда данные химического

состава глинистых сланцев. В настоящем разделе приведены материалы по конкретным разрезам ряда литостратиграфических подразделений бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий мегантиклинория (рис. 43), анализ которых выполнен на тех же методических принципах. Для рассмотрения вариаций степени зрелости и параметров палеоклимата использован как валовый состав глинистых сланцев и аргиллитов, так и состав их тонкой (менее 0.001 мм) фракции. Для удобства сопоставления данных сохранен принцип изложения материала в стратиграфической последовательности снизу вверх.

5.3.1. Ранний рифей

Имеющийся в нашем распоряжении материал по петрохимии глинистых сланцев нижнего рифея достаточно фрагментарен – для естественных послойно опробованных разрезов это данные по большеинзерской свите, по отложениям двух верхних подсвит айской свиты, макаровской подсвите бакальской свиты и ряду пачек из верхней подсвиты этой же свиты. Исходно глинистые породы остальных литостратиграфических подразделений охарактеризованы по несистематически отобранному пробам.

Большеинзерская свита. Наиболее полный естественный разрез большеинзерской свиты описан В.И. Козловым, А.В. Масловым, Э.З. Гареевым и Н.Д. Сергеевой по правому и левому берегам р. Большой Инзер в 3-3.5 км ниже устья р. Суран. Обобщенная характеристика разреза и состава слагающих его пород приведена в работах [Козлов, 1982; Маслов, 1982, 1988б; Маслов, Гареев, 1983; Нижний рифей..., 1989].

Отбор литогеохимических проб терригенных и карбонатных пород выполнен по данному разрезу Э.З. Гареевым. Положение конкретных проб в разрезе свиты показано на рис. 44. Приводимое ниже послойное описание разреза дано по работе [Маслов, Крупенин, 1991].

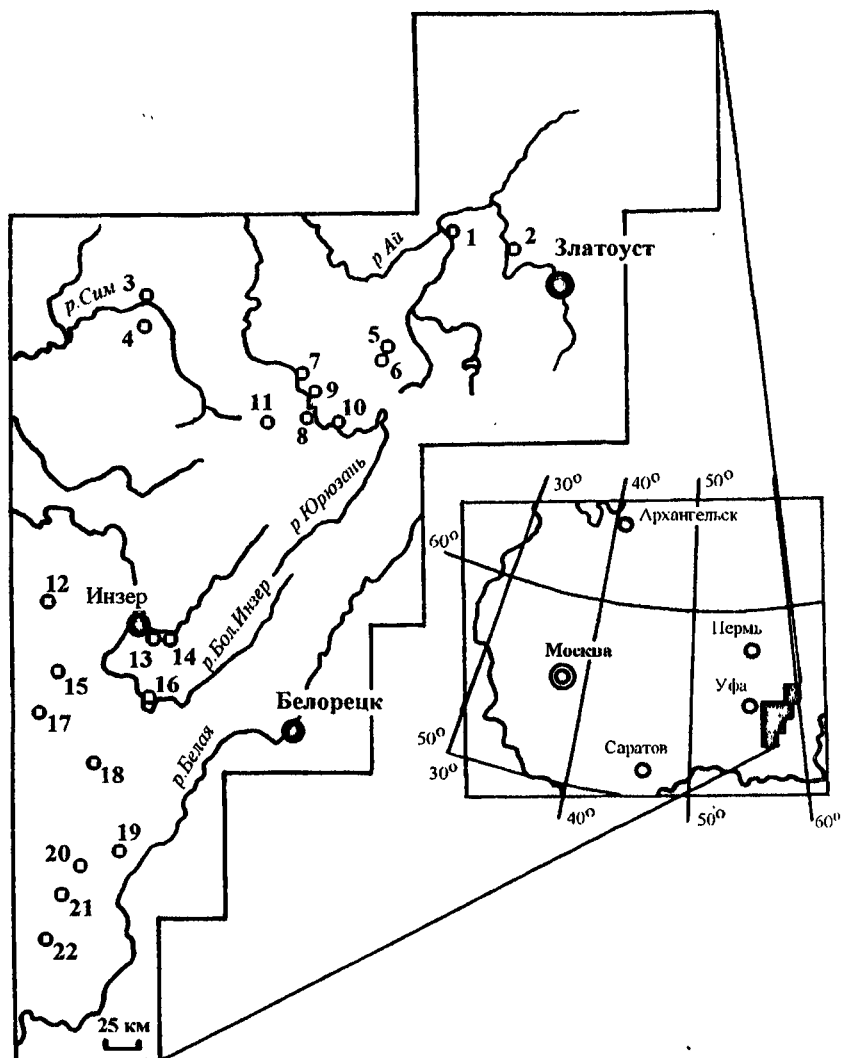


Рис. 43. Положение изученных разрезов рифея и венда на территории Башкирского мегантиклинория.

1 - разрез инзерской свиты по правому берегу р. Сатка несколько выше с Пороги; 2 - фрагменты разрезов верхней части айской свиты в бассейне р. Ай от с Медведевка до г. Куса; 3 - разрез верхней части инзерской свиты в районе ж.д.

станции Бьянка; 4 - фрагмент разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты в окрестностях пос. Волковка; 5 - разрез макаровской подсвиты бакальской свиты по правому берегу р. Бол. Бакал на северной окраине г. Бакала; 6 - фрагменты разреза малобакальской подсвиты бакальской свиты в Центральном карьере рудника Иркусан; 7 - разрез миньярской свиты по северо-восточному берегу пруда в г. Юрюзань; 8 - разрез бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по левому берегу р. Юрюзань ниже д. Екатериновка; 9 - разрез зильмердакской и катавской свит по правому берегу р. Юрюзань ниже г. Юрюзань; 10 - разрез катаскинской, малоинзерской и ушаковской подсвит по правому берегу р. Юрюзань ниже устья р. Буланки; 11 - разрез инзерской свиты на северной окраине г. Катав-Ивановска; 12 - разрез басинской свиты в окрестностях пос. Кулмас; 13 - разрез инзерской свиты в районе урочища "Откоп"; 14 - разрез бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по левому борту долины р. Мал. Инзер выше д. Кумбино; 15 - разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты по руч. Ташлыклы ниже д. Толпарово; 16 - разрез большеинзерской свиты по р. Бол. Инзер в 3-3,5 км ниже устья р. Суран; 17 - разрез басинской, куккараукской и зиганской свит по р. Мендым в окрестностях одноименного поселка; 18 - разрез зигазино-комаровской свиты по р. Амбарка Правая; 19 - разрез катаскинской подсвиты авзянской свиты на северной окраине пос. Верх. Авзян; 20 - фрагмент разреза верхней части инзерской свиты по левому берегу р. Бол. Нугуш ниже устья р. Бол. Кудашка; 21 - разрез бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по правому берегу р. Бол. Нугуш в окрестностях б/д Бикташево; 22 - фрагменты разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по правому берегу р. Кужа выше бывшего поселка геолого-разведчиков

Мощность, м

1. *Песчаники среднезернистые, преимущественно массивные, с тонкими пропластками темно-серых углеродисто-глинистых сланцев..* 53
2. *Пачка неравномерного чередования доломитов, мелко- и среднезернистых песчаников, известняков и низкоуглеродистых глинистых сланцев* около 30
3. *Закрыто* 46
4. *Среднезернистые кварцевые песчаники с редкими маломощными прослоями темно-серых известняков* 40
5. *Закрыто* 27
6. *Неравномерное переслаивание серых средне- и мелкозернистых песчаников (преобладают), углеродисто-глинистых сланцев и известняков темно-серых* 25
7. *Среднезернистые серые и светло-серые песчаники с маломощными (10-40 см) прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев* 92

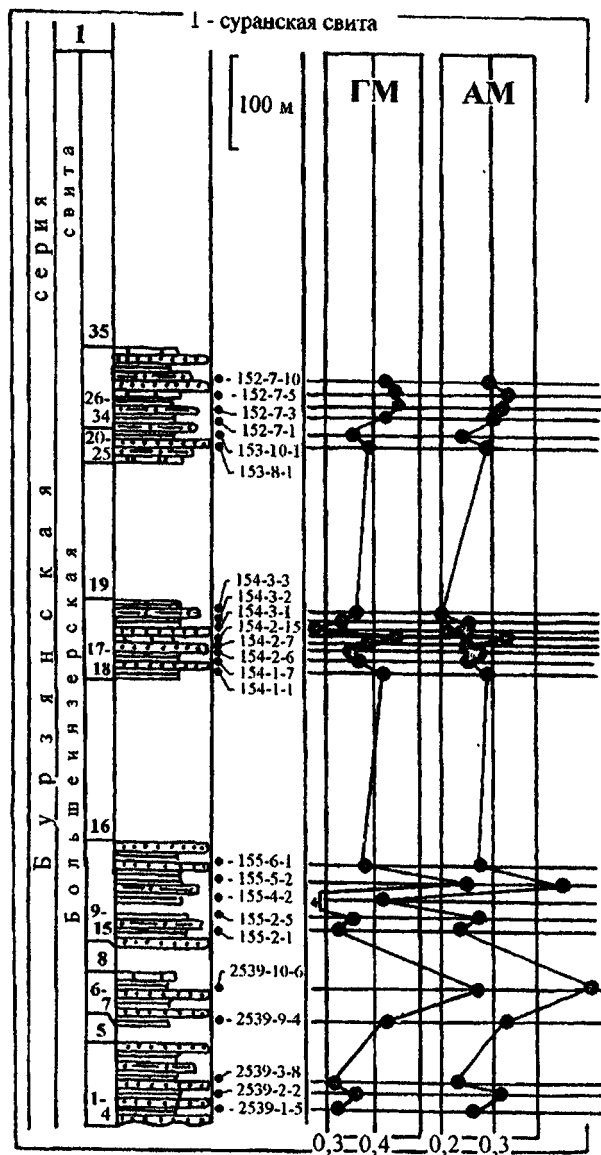
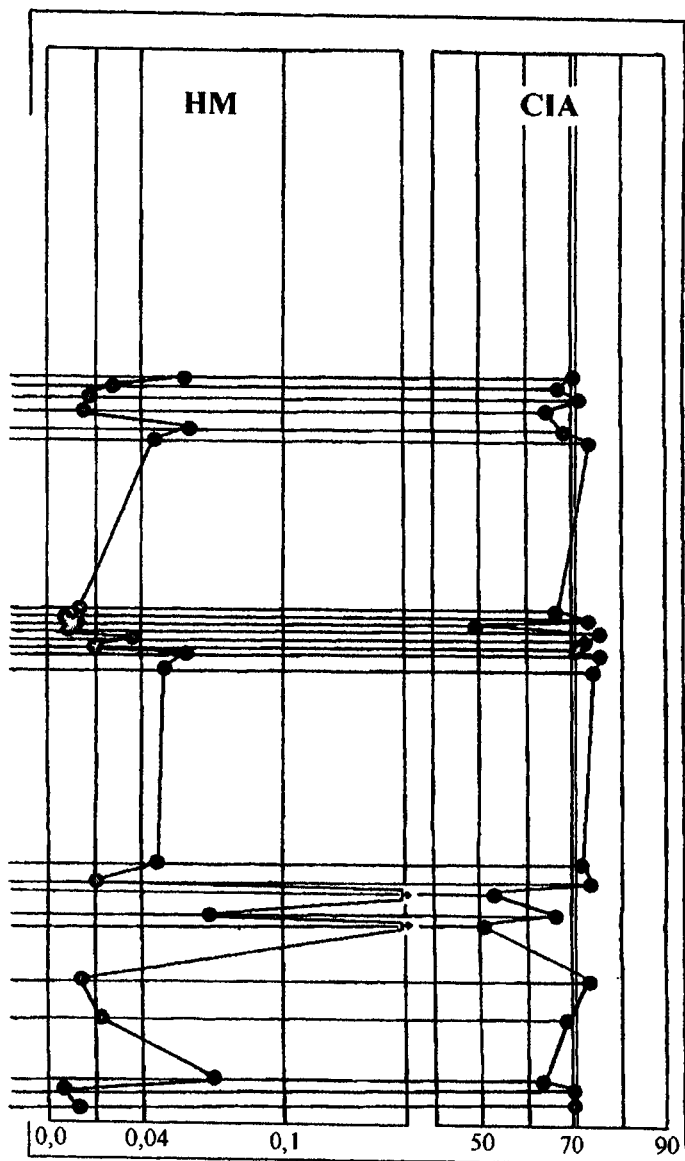


Рис. 44. Строение разреза большеинзерской свиты нижнего рифея по правому и левому берегам р. Бол. Инзер ниже устья р. Суран, схема его



опробования и характер вариаций основных петрохимических модулей (по данным А.В. Маслова и Э.З. Гареева с использованием стратиграфических материалов В.И. Козлова)

8. Закрыто	до 85
9. Серые мелкозернистые песчаники с прослоями темноокрашенных глинистых сланцев в верхней части	55
10. Низкоуглеродистые глинистые сланцы отдельными интервалами слабо известковистые с редкими прослоями темно-серых известняков	25
11. Серые мелкозернистые песчаники	8
12. Пачка неравномерного чередования мелкозернистых зеленовато-серых песчаников (преобладают), алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев	65
13. Мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники с прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев (3-5 - 25 см)	6
14. Низкоуглеродистые глинистые сланцы с редкими маломощными прослоями серых мелкозернистых песчаников и пелитоморфных известняков	6
15. Мелкозернистые песчаники темно-серые	10
16. Закрыто	порядка 350
17. Средне- и мелкозернистые грубоплитчатые массивные песчаники с прослоями и микропакетами (25-100 см) темноокрашенных глинистых сланцев в верхней части	65
18. Неравномерное чередование массивных песчаников и низкоуглеродистых глинистых сланцев	60
19. Неравномерное переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и темноокрашенных глинистых сланцев; в виде редких маломощных прослоев здесь присутствуют и известняки ...	около 300
20. Мелкозернистые слабоизвестковистые песчаники зеленовато-серые с маломощными прослоями (до 10 см) алевролитов	25
21. Темно-серые доломиты с тонкими прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев	6
22. Мелкозернистые зеленовато-серые массивные песчаники с прослоями (до 10 см) темно-серых мелкозернистых алевролитов	10
23. Доломиты пелитоморфные темно-серые	6
24. Серые мелкозернистые песчаники	5
25. Доломиты серые	15
26. Разнозернистые слабоизвестковистые песчаники с линзами гравелитов	25
27. Массивные темно-серые доломиты	5
28. Мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев (от менее 1 до 3-5 см)	28

29. Темно-серые известняки с терригенной примесью	4
30. Мелкозернистые песчаники серого и зеленовато-серого цвета с прослоями алевролитов, глинистых и низкоуглеродистых глинистых сланцев и в подчиненном количестве доломитов	20
31. Темно-серые пелитоморфные известняки с терригенной примесью	5
32. Среднезернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев	11
33. Серые и темно-серые доломиты, содержащие на некоторых интервалах терригенную примесь	16
34. Пелитоморфные серые известняки с терригенной примесью и редкими прослоями низкоуглеродистых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников	35

Выше по разрезу закрыто. Мощность необнаженного интервала до подошвы суранской свиты составляет, по материалам В.И. Козлова [1982], около 600 м.

Всего по данному разрезу отобрано 24 пробы глинистых сланцев. Характерные для них значения параметров *ГМ*, *АМ*, *НМ* и *СІА* приведены в табл. 9.

Рассматривая особенности изменения значений этих модулей снизу вверх по разрезу свиты, можно отметить следующее. Колебания величин *ГМ* и *АМ* симбатны. Значения гидролизатного модуля, как правило, не выходят из коридора 0.3-0.5 ед., и только для ряда проб глинистых сланцев, отобранных из слоев 6 – 15, наблюдаются значения *ГМ*, несколько превышающие 0.6, а также опускающиеся до 0.15-0.2. Величина алюмокремниевого модуля в основном не выходит за пределы значений 0.2-0.3 ед., однако на уровне слоев 6 – 15 наблюдается разброс значений *АМ* от менее 0.1 до более 0.4 ед. Сходным образом ведет себя и натриевый модуль. Возможно, эти колебания были обусловлены размывом пород, в различной степени переработанных выветриванием. На это указывают и низкие, до 50-52 ед., величины индекса выветривания *СІА* для данного интервала разреза большеинзерской свиты.

В целом можно считать, что во время накопления отложений большеинзерской свиты имело место поступление в бассейн уме-

ренно зрелого, а в отдельные периоды незрелого и/или зрелого тонкого алюмосиликокластического материала.

В качестве не вполне отчетливой тенденции как будто бы намечается рост во времени степени зрелости поступающей в бассейн тонкой терригенной кластики. Так, если в основании разреза свиты значения $ГМ$ и $АМ$ составляют соответственно около 0.31-0.36 и 0.23-0.26, то в верхней части для глинистых сланцев характерны значения $ГМ$ и $АМ$ – 0.42-0.44 и 0.31-0.33 ед.

Значения индекса химического изменения $СИА$ для глинистых сланцев большеинзерской свиты варьируют в основном в пределах 64-75 ед., что предполагает формирование исходной алюмосиликокластики в обстановках климата сходного с теплым гумидным. Более низкие величины индекса $СИА$ наблюдаются для глинистых сланцев на уровне слоев 9 – 15 и 17 – 18. Параллельно имеет место уменьшение значений и других модулей. Особенно хорошо это видно на примере натриевого модуля. Так как предполагать похолодание климата у нас нет особых оснований, то можно отнести данные вариации на счет поступления в область седиментации алюмосиликокластики различной и, вероятно, в ряде случаев весьма низкой степени зрелости. Какая-либо направленная тенденция в изменении величин $СИА$ в глинистых сланцах снизу вверх по разрезу большеинзерской свиты не наблюдается.

Кисеганская и сунгурская подсвиты айской свиты. Литогеохимическое опробование фрагментов разрезов кисеганской и сунгурской подсвит проведено Э.З. Гареевым по разрезам вдоль р. Ай ниже д. Медведевка (окрестности гор Луковых, Шатриха и др.). Распределение частных проб по сводному разрезу подсвит и вариации значений основных петрохимических модулей показаны на **рис. 45**. Всего проанализировано 15 проб (**табл. 10**). Значения гидролизатного модуля варьируют в основном в пределах 0.25-0.35 ед. и, за исключением нескольких уровней в самой верхней части сунгурской подсвиты, снизу вверх по разрезу не обнаруживают какого-либо отчетливо выраженного тренда. В двух пробах (26-4-16 и 26-37) из верхней части сунгурской подсвиты значения $ГМ$ несколько выше и достигают 0.4-0.41 ед., что, по всей видимости, указыва-

ст на вовлечение в размыв (кратковременное?) достаточно зрелого в петрохимическом отношении материала.

Алюмокремниевый модуль также не обнаруживает в рассматриваемом интервале каких-либо существенных вариаций. Его значения во всех пробах укладываются в рамки 0.2-0.3 ед., что позволяет предполагать умеренную в целом зрелость тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах.

Иначе ведет себя натриевый модуль. В сводном разрезе кисеганской и сунгурской подсвит наблюдается отчетливая цикличность в изменении его значений. Она носит асимметричный характер и выражена быстрым нарастанием значений *НМ* в нижней четверти цикла примерно от 0.08 и более низких значений до 0.16-0.17 ед.,

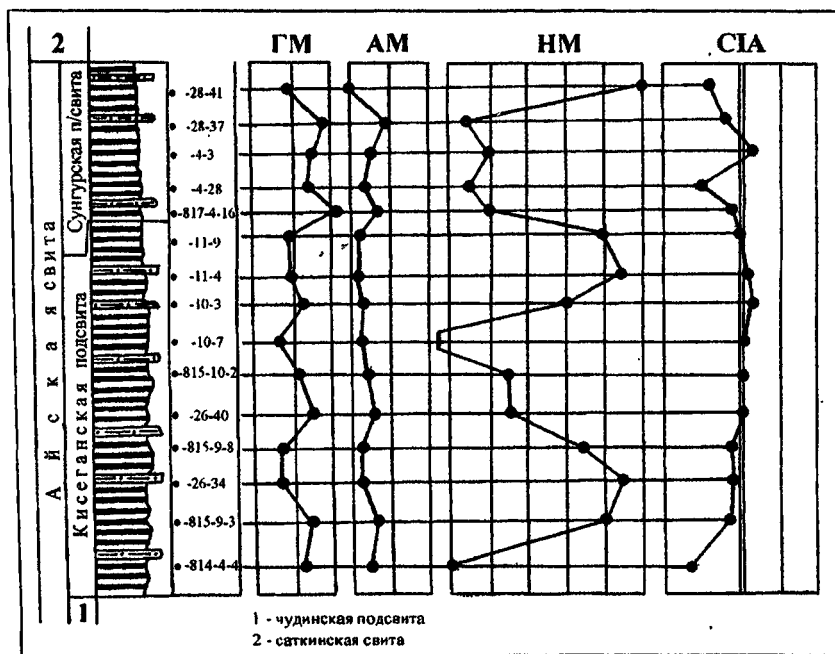


Рис. 45. Характер изменения основных петрохимических модулей в сводном разрезе кисеганской и сунгурской подсвит айской свиты нижнего рифея (окрестности д. Медведевка и г. Куса), по данным Э.З. Гареева

после чего следует постепенное снижение величины $ГМ$ до исходных значений. Эта цикличность не связана с вариациями гидролизатного и алюмокремниевого модуля, так же как не обнаруживает связи и с колебаниями индекса CIA .

Значения индекса CIA в нижней части разреза кисеганской подсвиты составляют 55-56 ед. Несколько выше они достигают 65-66 ед., а во всей средней трети сводного разреза значения индекса CIA весьма стабильны и варьируют в рамках 70-71 ед. В верхней трети наблюдается резкая экскурсия величины CIA в область относительно низких значений (в пробе 816-4-28 $CIA=60$), выше по разрезу (проба 816-4-3) величина индекса химического изменения резко увеличивается до 72 ед. и далее постепенно снижается до 66-64 ед. Указанные вариации могут свидетельствовать об импульсивном (одномоментном?) поступлении в зону седиментации относительно незрелого тонкого алюмосиликокластического материала из областей аридного или нивального климата, но так как при общей стабильности палеогеографической и палеотектонической ситуации конца айского времени такие события достаточно маловероятны, то мы можем связывать указанные вариации скорее всего с размывом неравномерно преобразованных процессами выветривания пород в источниках сноса.

Для саткинской свиты мы не имеем послойно опробованных разрезов, которые были бы представлены в той или иной степени исходно глинистыми породами - это почти исключительно карбонатный уровень, однако общую характеристику развитых здесь глинистых сланцев можно получить исходя из анализа частных проб.

Так, глинистые сланцы половинкинской подсвиты саткинской свиты характеризуются значениями гидролизатного модуля в пределах от 0.3 до 0.47. Алюмокремниевый модуль варьирует в них от 0.27 до 0.38, а натриевый - от 0.03 до 0.04 ед.

Для исходно глинистых пород верхнесаткинской подсвиты средняя величина $ГМ$ составляет 0.35 (0.27-0.53). Значения алюмокремниевого модуля варьируют в глинистых сланцах данного уровня от 0.21 до 0.31, составляя в среднем 0.27. Среднее значение $НМ$ равно здесь 0.04 ед.

В разрезах **суранской свиты** исходно глинистые породы сосредоточены, как было показано выше, в основном в составе бердагуловской, ангастакской и сердаукской подсвит, однако в виде прослоев и пакетов небольшой мощности они есть и в составе миньякской подсвиты. Здесь они характеризуются средними значениями $ГМ$, $АМ$ и $НМ$, равными соответственно 0.29, 0.22 и 0.09. Глинистые сланцы бердагуловской подсвиты имеют несколько более высокие средние значения $ГМ$ и $АМ$ (0.32 и 0.24), тогда как натриевый модуль в них примерно тот, что типичен и для исходно глинистых пород подстилающей миньякской подсвиты. Пределы вариаций значений $ГМ$, $АМ$ и $НМ$ в глинистых сланцах ангастакской подсвиты составляют, соответственно, 0.24-0.38, 0.18-0.27 и 0.01-0.19 при средних величинах указанных петрохимических коэффициентов - 0.32, 0.23 и 0.1 ед. Наконец, для глинистых сланцев сердаукской подсвиты мы имеем $ГМ_{cp}=0.33$, $АМ_{cp}=0.24$ и $НМ_{cp}=0.09$.

Макаровская подсвита бакальской свиты. Наиболее полный естественный разрез макаровской подсвиты известен в северной части г. Бакала в обрывах правого берега пруда на р. Большой Бакал. Описание его приведено в работах [Нижний рифей..., 1989; Маслов, Крупенин, 1991]⁴⁰.

Непосредственно выше доломитов саткинской свиты (мощность более 5 м) здесь обнажена монотонная последовательность тонкоплитчатых низкоуглеродистых глинистых сланцев, среди которых в виде редких маломощных прослоев присутствуют мелкозернистые алевролиты (рис. 46).

Мощность, м

2. Темно-серые со слабым зеленоватым оттенком тонкоплитчатые тонкополосчатые углеродисто-глинистые сланцы с редкими маломощными (5-10 см) прослоями известняков и плоскообломочных седиментационных карбонатных брекчий 42
3. Темно-серые тонко-, горизонтальнополосчатые алевритистые глинистые и углеродисто-глинистые сланцы 125

⁴⁰ Приводимая ниже послонная характеристика разреза основана на данных А.В. Маслова.

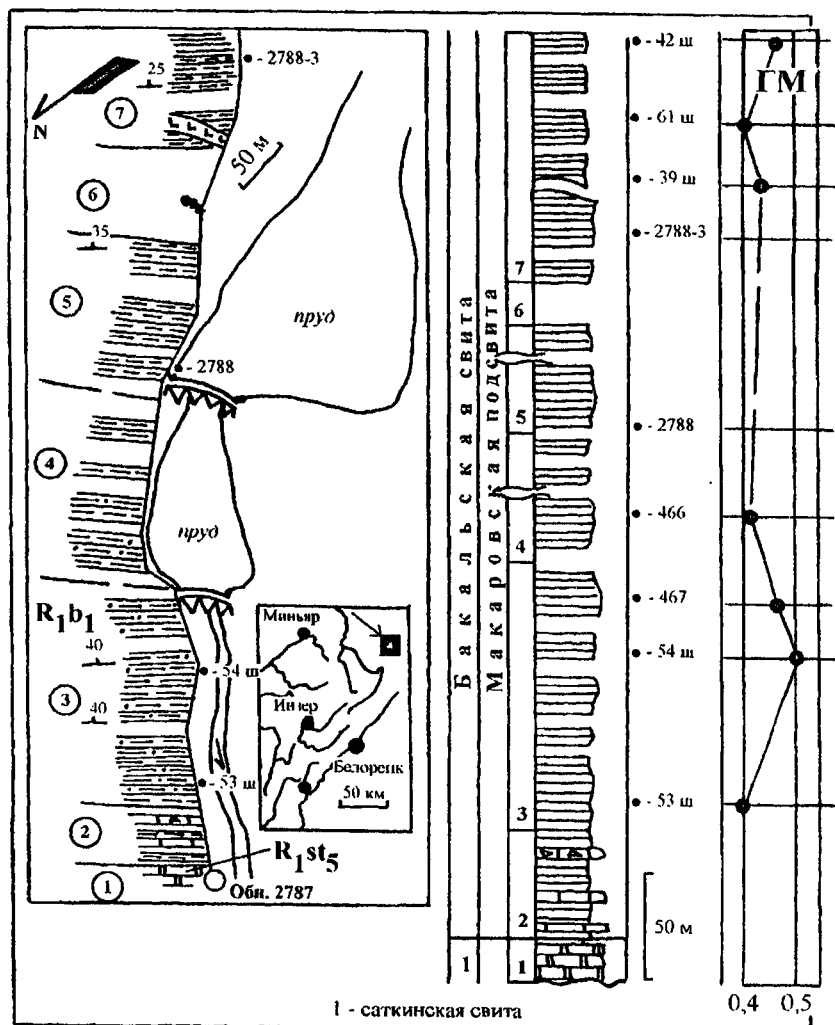
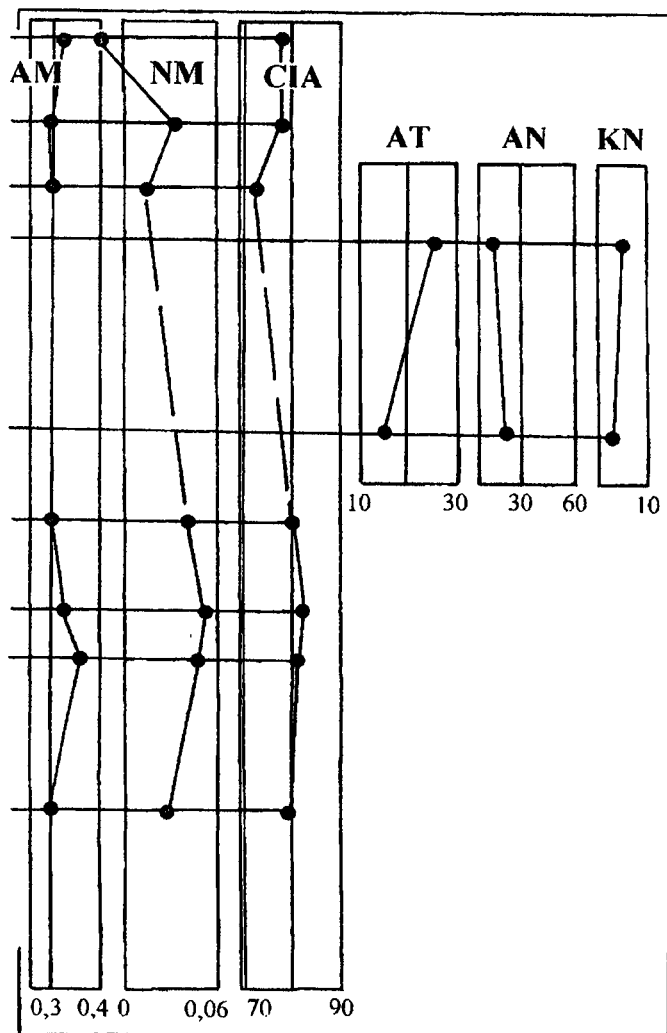


Рис. 46. Строение разреза макаровской подсвиты бакальской свиты нижнего рифея по правому берегу р. Бол. Бакал на северной окраине г. Бакал, схема его опробования и характер вариаций основных петрогеохи-



мических модулей (по валовым пробам и пробам из тонкой фракции сланцев, данные Э.З. Гареева и А.В. Маслова).

Цифры в кружках на плане здесь и далее соответствуют номерам слоев в колонке

4. Тонкоплитчатые тонко-, горизонтальнополосчатые мелкозернистые глинистые алевролиты (алевроитистые глинистые сланцы) ...	95
5. Тонкоплитчатые тонко-, горизонтальнополосчатые алевроитистые глинистые сланцы	70
6. Закрыто	около 50
7. Породы, аналогичные тем, что описаны в составе слоя 5, прорванные дайкой габбро-диабазов мощностью около 15 м.....	более 40

Отбор проб глинистых сланцев на химический анализ выполнен здесь независимо друг от друга Э.З. Гареевым, и М.Т. Крупениным и А.В. Масловым. Для сопоставления полученных результатов анализ их ниже также дается отдельно.

Э.З. Гареевым в данном разрезе отобрано 7 проб; характерные для них значения основных петрохимических коэффициентов приведены в табл. 11.

Гидролизатный и алюмокремниевый модули не обнаруживают снизу вверх по разрезу существенных вариаций (рис. 47). Их значения колеблются соответственно между 0.39 – 0.46 и 0.28 – 0.35, что отвечает в целом известным общим значениям указанных модулей в стратотипическом разрезе рифея.

Вариации натриевого модуля выражены более отчетливо. В самой нижней части разреза (проба 824-2-9) *НМ* равен 0.11, на средних уровнях он варьирует около 0.06, а в верхней части разреза падает до 0.03 (проба 824-7-2) и вновь поднимается до 0.06 ед.

Индекс химического изменения во всех отобранных Э.З. Гареевым пробах стабильно высок и только в пробе 824-2-16, отобранной примерно в 110-120 м выше подошвы подсветы, равен 71 ед. В целом это указывает на поступление в область седиментации весьма зрелого тонкого алюмосиликокластического материала из зон преобладания гумидного климата.

М.Т. Крупениным и А.В. Масловым по рассматриваемому разрезу отобрано 6 проб (по 2788-3 включительно, см. рис. 43). Еще 3 пробы (39ш, 61ш и 42ш) характеризуют верхнюю часть макаровской подсветы, вскрытую в Новобакальском карьере Бакальского рудного поля.

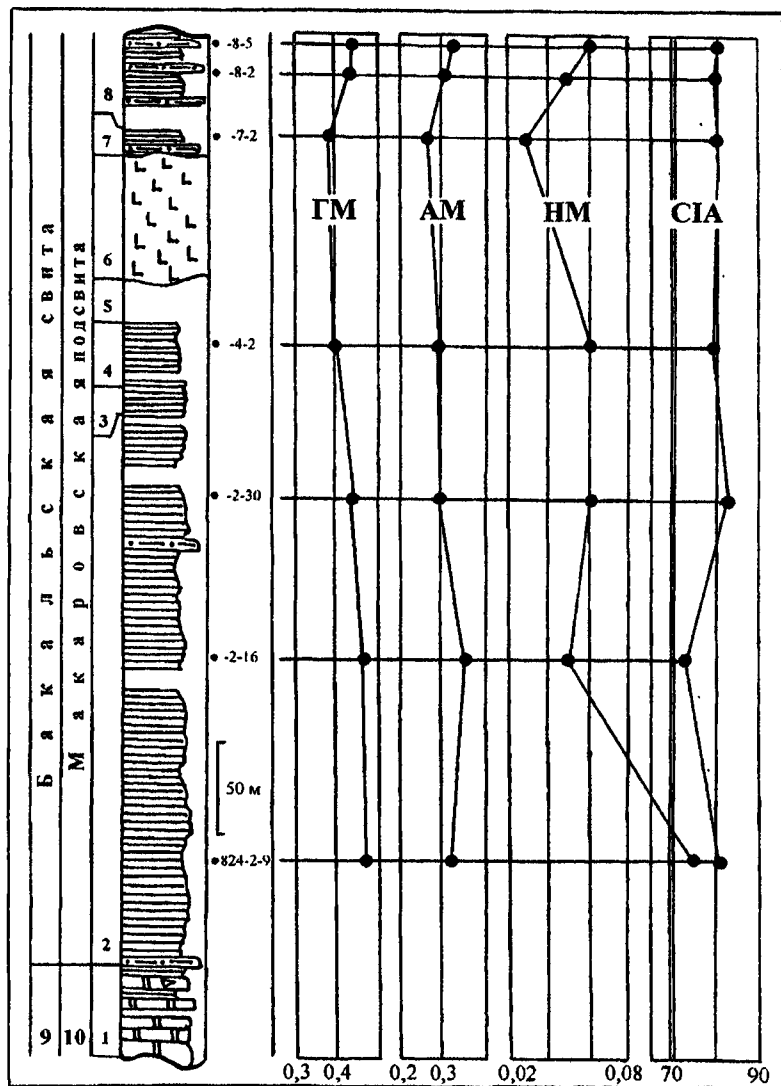


Рис. 47. Характер изменения основных петрохимических модулей в типовом разрезе макаровской подсвиты бакальской свиты нижнего рифа на северной окраине г. Бакал (по данным опробования его Ю.З. Гареевым).

9 – саткинская свита; 10 – верхнесаткинская подсвита

Химический состав глинистых сланцев и величины параметров $ГМ$, $АМ$, NM , CIA и AT , AN , KN (последние три для тонкой фракции) приведены в табл. 11.

Значения гидролизатного и алюмокремниевого модулей в глинистых сланцах не обнаруживают каких-либо устойчивых тенденций снизу вверх по разрезу и колеблются в пределах 0.4-0.5 и 0.3-0.36 ед. соответственно. Это позволяет предполагать достаточно хорошую зрелость тонкой терригенной взвеси и указывает на постоянство основных параметров седиментации на протяжении всего времени накопления этой почти 600-650-метровой толщи низкоуглеродистых глинистых сланцев. Вместе с тем величина NM в глинистых сланцах заметно снижается к верхним уровням подсвиты - изменяясь от средних значений порядка 0.3-0.5 для подсвиты в целом до 0.012 ед.

Для всех 6 проб глинистых сланцев значения индекса химического изменения CIA составляют от 71-72 до 81-82 ед., что весьма хорошо согласуется с приведенными выше данными, полученными Э.З. Гареевым. В то же время по материалам М.Т. Крупснина и А.В. Маслова можно видеть некоторое уменьшение значений CIA к концу макаровского времени, впрочем, и здесь они не опускаются ниже порогового значения 70 ед.

Для двух проб из рассматриваемого разреза (2788 и 2788-3) был выполнен химический анализ тонкой фракции глинистых сланцев. Значения коэффициента AT в тонкой фракции сланцев варьируют от 15 до 25, AN не превышают 30, а KN составляют меньше 10 ед. Это может указывать на поступление в седиментационный бассейн материала из гумидных и семигумидных зон и невысокую в целом интенсивность химического выветривания в области сноса. Данные выводы не согласуются с теми, что получены из анализа валового состава глинистых сланцев. Вероятно, это может быть объяснено недостаточно качественным выделением фракции менее 0.001 мм из глинистых пород, претерпевших постседиментационные преобразования на уровне глубинного метабазиса.

Иркусканская пачка бакальской свиты. Приведенный на рис. 48 разрез иркусканской пачки является сводным и составлен

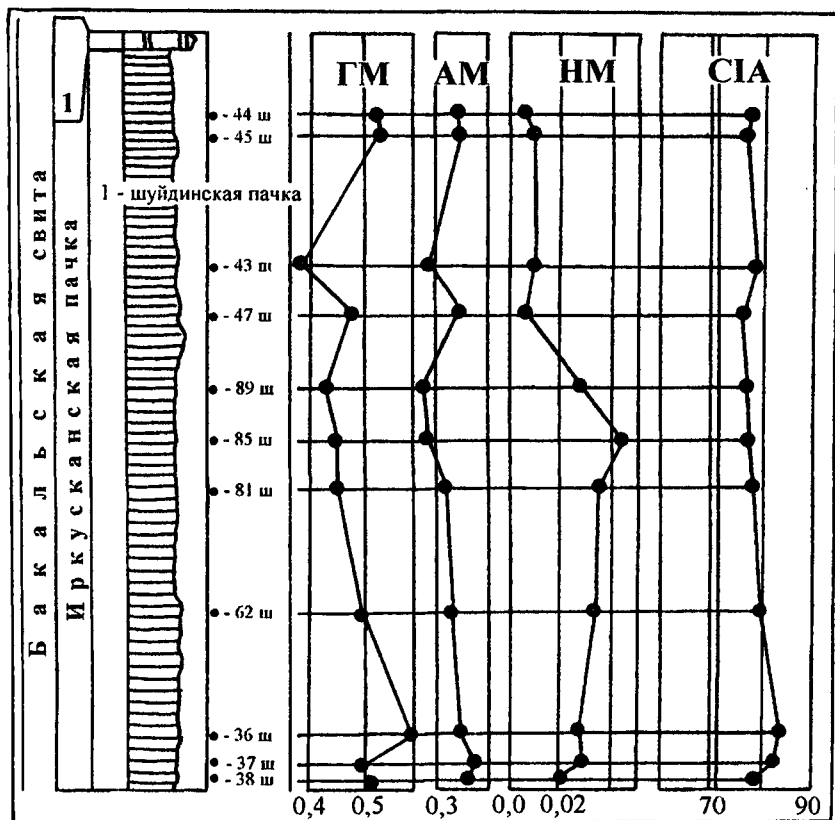


Рис. 48. Сводный разрез иркусской пачки малобакальской под-
свиты бакальской свиты нижнего рифея, схема отбора проб и характер
вариаций значений петрогеохимических модулей (по данным
М.Т. Крупенина).

по материалам изучения данного уровня в ряде карьеров Бакальско-
го рудного поля. Характеристика слагающих его пород и послой-
ные описания ряда наиболее полных естественных разрезов приве-
дены в работах [Яницкий, Сергеев, 1962; Крупенин, 1987; Нижний
рифей..., 1989; Маслов, Крупенин, 1991; Крупенин, 1999].

Иркусская пачка представлена алевролитами и глинисты-

ми сланцами с пропластками и слоями алевропесчаников и редкими прослоями карбонатных пород и карбонатно-глинистых сланцев. Пачка подразделяется на три горизонта.

Нижний слагается монотонными алевропелитовыми сланцами черного цвета с массивной, неяснополосчатой и тонко-, горизонтальнослоистой текстурой. Вверх по разрезу сланцы постепенно сменяются алевролитами. Данный уровень прекрасно представлен в южной стенке Новобакальского карьера, а также в бортах Петлинского и Восточного карьеров.

Средний горизонт сложен алевролитами, среди которых на северо- и юго-востоке Бакальского рудного поля присутствуют линзы кварцитовидных песчаников, а в центральной части - прослои строматолитовых карбонатов. Мощность его составляет около 90 м. Для терригенных пород характерна тонкая примесь карбонатного материала.

Верхний горизонт представлен тонкополосчатыми мелкопсаммитовыми и алевролитовыми, иногда существенно глинисто-кварцевыми образованиями. В пределах Новобакальского и Петлинского карьеров в составе рассматриваемого горизонта преобладают глинистые, иногда с незначительным количеством карбонатного материала, сланцы. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования имеют линзовидную, косоволнистую, мелкую косую слоистость, иногда в них наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби волнения, мелкие внутрiformационные размывы и плоскообломочные сланцевые брекчии. Мощность верхнего горизонта варьирует от 30-50 до 90 м. Вскрыт он карьерами Центральным и Александровским, а также в карьере рудника им. ОГПУ.

Отбор проб глинистых сланцев иркусканской пачки на химический анализ проведен М.Т. Крупениным и А.В. Масловым в рамках работ по определению перспектив производства на базе низкоуглеродистых глинистых сланцев Бакальского рудного поля пористого заполнителя типа шунгизита (Крупенин и др., 1993 г., 1994 г.), [Крупенин и др., 1994].

Разрез иркусканской пачки охарактеризован 11 пробами. Их химический состав и значения параметров *ГМ*, *АМ*, *НМ* и *СІА* приведены в табл. 12.

При рассмотрении характера изменения значений гидролизатного, алюмокремниевого и натриевого модулей снизу вверх по разрезу пачки наблюдается отчетливо выраженное уменьшение к середине иркусканского времени зрелости тонкой терригенной кластики, поступавшей с континента в область седиментации. Так, значения $ГМ$ и $АМ$ в глинистых сланцах из нижней части разреза составляют соответственно 0.5-0.6 и 0.36-0.37, тогда как в глинистых сланцах из средних уровней пачки значения этих модулей – 0.38-0.44 и 0.28-0.31 ед. К концу иркусканского времени степень зрелости поступавшей в бассейн тонкой алюмосиликокластики повысилась и примерно сравнялась с той, что была характерна для начала рассматриваемого интервала.

Значения индекса химического изменения CIA для всех проанализированных проб существенно превосходят пороговую величину (70 ед.) и составляют от 76 до 83-84 ед. Последние из указанных цифр характерны для самых нижних уровней пачки. Вверх по разрезу данного уровня величина индекса CIA постепенно снижается. Превышение во всех проанализированных пробах глинистых сланцев порогового значения индекса CIA предполагает преобладание на континенте в рассматриваемый отрезок времени теплых гумидных обстановок, способствовавших заметному созреванию тонкого кластического материала.

Шуйдинский уровень бакальской свиты объединяет преимущественно доломиты, среди которых в ряде мест (на севере и востоке рудного поля) наблюдаются прослои глинистых сланцев. Его прекрасные разрезы известны в Центральном карьере рудника Иркутскан и Петлинском карьере Бакальского рудного поля. Послойные описания разрезов шуйдинской пачки можно найти в работах [Яницкий, Сергеев, 1962; Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Крупенин, 1987, 1999; Маслов, Крупенин, 1991].

В Центральном карьере рудника Иркутскан нами в 1986 г. описан наиболее доступный для наблюдения разрез шуйдинской пачки [Маслов, Крупенин, 1991]. Здесь в юго-восточном борту карьера залегают кварцево-глинистые и глинисто-кварцевые сланцы и глинистые алевропесчаники иркусканской пачки. На них, в свою

очередь, согласно залегают шуйдинские доломиты, в которых присутствуют залежи кристаллического магнезита и сидеритов. Шуйдинская пачка расчленяется на три горизонта [Маслов, Крупенин, 1991]. Мощность нижнего горизонта шуйдинской пачки, представленного почти исключительно карбонатными породами с единичными маломощными прослоями карбонатно-глинистых сланцев, составляет около 60 м. Выше залегает т.н. *горизонт переслаивания*, представленный чередованием карбонатных и алюмосиликоклассических пород. Мощность данного горизонта составляет около 60 м, однако в нижней и верхней частях он пересечен дайками габбро-диабазов, что несколько затрудняет определение истинных мощностей слоев.

Послойный разрез этого горизонта имеет следующий вид (рис. 49).

	Мощность, м
1. Массивные грубоплитчатые серые и светло-серые доломиты	29
2. Пачка неравномерного чередования доломитов темно-серых и низкоуглеродистых глинистых сланцев	7
3. Доломиты грубоплитчатые с неотчетливой грубой полосчатостью	7
4. Низкоуглеродистые темно-серые глинистые сланцы с трещинами усыхания (?) и тонкими прослоями доломитов	6
5. Низкоуглеродистые глинистые сланцы	5
6. Доломиты массивные грубоплитчатые	4
7. Пачка неравномерного переслаивания желтовато- и светло-серых доломитов и палево-желтых глинистых сланцев	22
8. Доломиты средне- и грубоплитчатые с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев	11
9. Неравномерное чередование доломитов серых и темно-серых и углеродисто-глинистых сланцев	5
10. Средне- и тонкоплитчатые доломиты в чередовании с глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами	13
11. Низкоуглеродистые глинистые сланцы с единичными прослоями среднеплитчатых доломитов в основании пачки	17

Как видно из приведенных материалов, в составе шуйдинской пачки здесь могут быть выделены преимущественно карбонатный интервал (слои 1-3) и интервал чередования доломитов, доломитовых мергелей и глинистых и углеродисто-глинистых сланцев (слои 4-11).

Всего по данному разрезу отобрано 7 проб глинистых сланцев, из которых в химико-аналитической лаборатории Института геологии БНЦ УрО РАН Т.А. Баликовой была выделена тонкая (< 0.001 мм) фракция.

В результате исследований установлено, что коэффициент AT варьирует в тонкой фракции глинистых сланцев от 23 до 36-37 ед., что предполагает среднюю или умеренную интенсивность химического выветривания в области сноса и преобладание на континенте гумидных и/или семиаридных климатических обстановок. Интересно, что для начального периода накопления отложений карбонатно-сланцевого интервала шуйдинской пачки были характерны существенные колебания значений AT , тогда как впоследствии в область седиментации поступала тонкая алюмосиликокластическая взвесь примерно одинаковой степени зрелости.

Несколько иначе ведут себя значения параметров AN и KN . По их изменению примерно в средней части карбонатно-сланцевого интервала предположительно устанавливается поступление в бассейн весьма зрелой тонкой терригенной взвеси. Так, в тонкой фракции из глинистых сланцев, представленных пробами 2778-9 и 2778-13, значения AN и KN составляют соответственно 92 и 122 ед. и 42 и 59 ед. По данным Е.П. Акульшиной [1985], такие значения характерны для материала, поступавшего из зон, сходных с гумидными тропическими.

Какие-либо тренды в изменении указанных геохимических модулей снизу вверх по рассматриваемому интервалу бакальской свиты не наблюдаются.

В описанном выше разрезе одна проба (2778-20) отобрана из средней части надшуйдинской пачки. Значения параметров AT , AN и KN по тонкой фракции этой пробы близки к тем, что установлены для подстилающих образований. Исходя из величин $AT=24$ и $AN=33$,

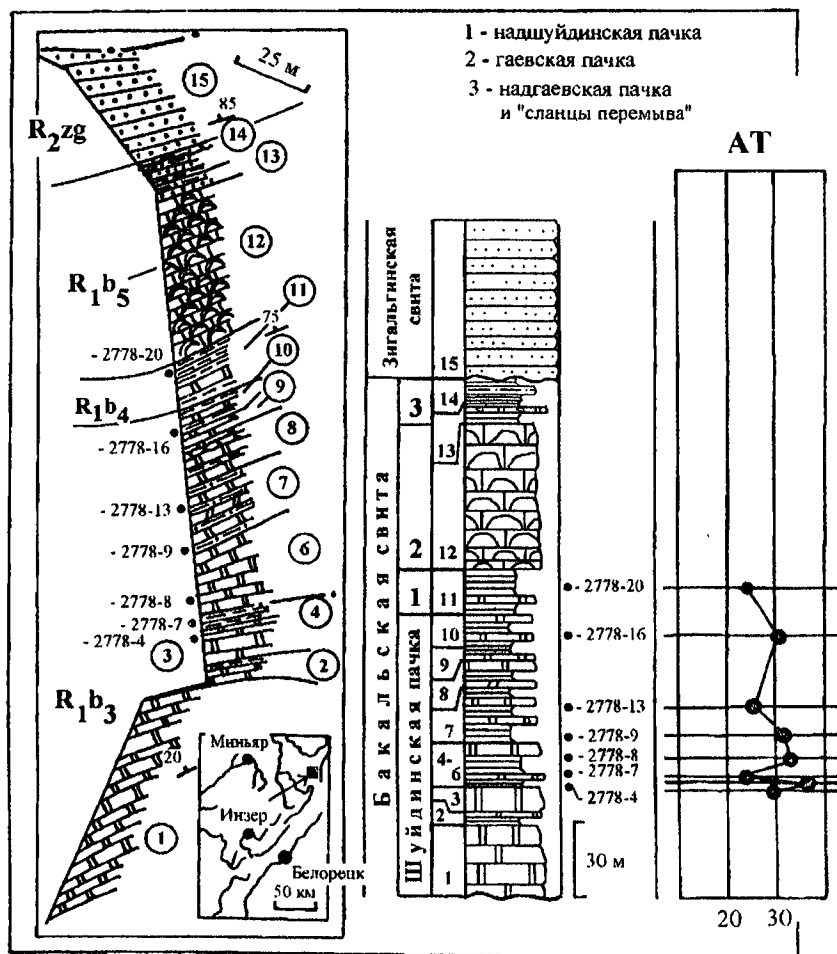
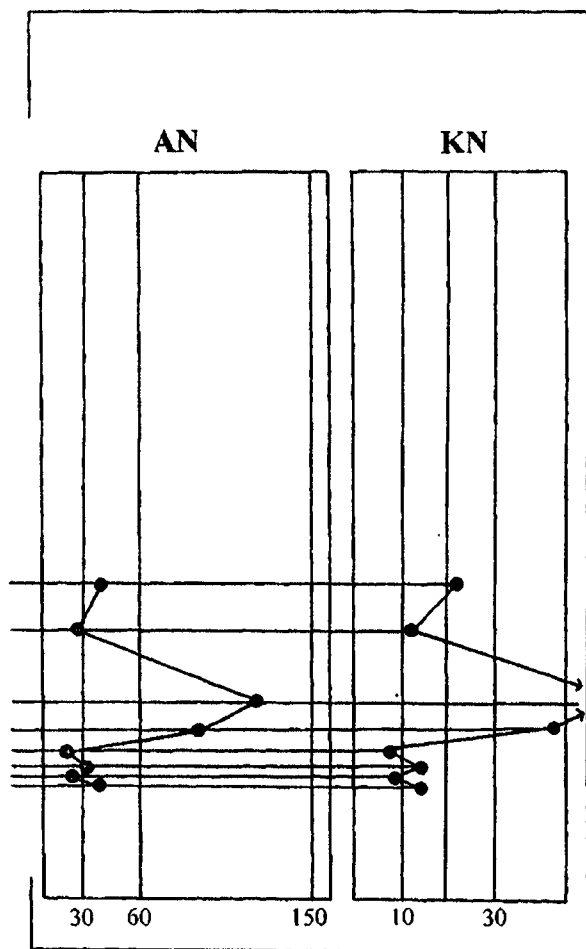


Рис. 49. Строение разреза малобакальской подсвиты бакальской свиты (шуйдинская, надшуйдинская, гаевская и надгаевская пачки) в Центральном карьере рудника Иркутск, схема отбора проб и характер вариаций



ций петрохимических модулей (*AT*, *AN* и *KN*) в тонкой фракции из глинистых сланцев (по данным М.Т. Крупенина и А.В. Маслова)

можно предполагать, что в надшуйдинское время в зону седиментации поступала тонкая терригенная кластика из областей с климатом семиаридного или сходного с ним типа, характеризовавшихся средней интенсивностью химического выветривания.

Надшуйдинская пачка малобакальской подсвиты представлена в основном алевритистыми и карбонатно-глинистыми сланцами. Для разрезов данного уровня характерна частая смена литологических типов пород; в нижней части присутствуют прослои седиментационных карбонатно-глинистых брекчий, в верхней - наблюдаются глинистые сланцы с некоторой примесью карбонатного материала и мелкомасштабной косоволнистой слоистостью.

В Центральном карьере рудника Иркускан на его северо-восточном борту можно видеть, как на известняках шуйдинской пачки залегают:

Мощность, м

1. Сланцы глинистые черные филлитовидные плитчатые с прослоями карбонатно-глинистых линзовидно-слоистых сланцев 12
2. Карбонатно-глинистые сланцы черные с пропластками (до 10 см) доломитов глинистых 2,4

Исходя из анализа химического состава 3 отобранных здесь проб глинистых сланцев (рис. 50), можно сделать следующие выводы. Судя по величинам гидролизатного модуля, составляющим от 0.56 до 0.62, и значениям AM , варьирующим от 0.37 до 0.39 ед., в бассейн седиментации в надшуйдинское время поступал достаточно зрелый тонкий терригенный материал. Индекс CI_A во всех трех пробах превышает пороговое значение (70 ед.), и его величина позволяет предполагать, что в рассматриваемое время в областях размыва преобладал теплый гумидный климат. Этот вывод находится в хорошем соответствии с данными, полученными при анализе значений гидролизатного, алюмокремниевого и натриевого модулей.

Глинистые породы юшинской свиты опробовались по отдельным обнажениям и фрагментам разрезов, и характеристика их ниже дается в максимально обобщенном виде. Пределы колебаний

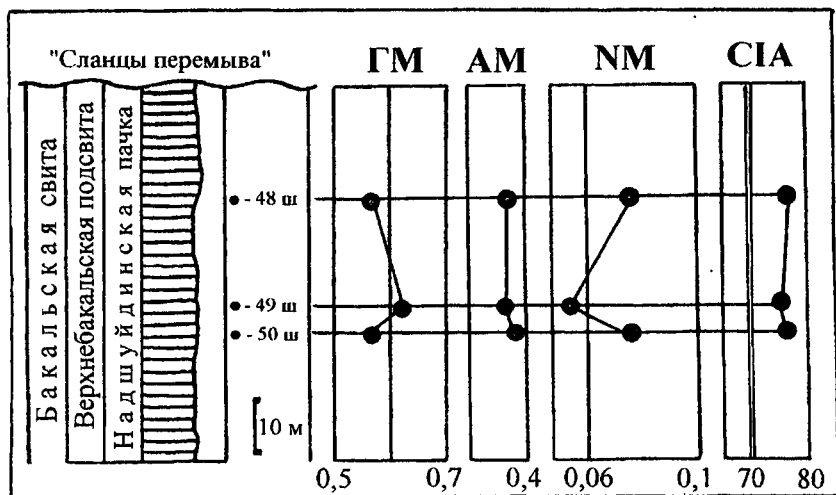


Рис. 50. Сводный разрез надшуйдинской пачки малобакальской подсвиты бакальской свиты нижнего рифея и характер изменения модулей *GM*, *AM*, *NM* и *CIA* (по данным М.Т. Крупенина)

значений основных петрохимических параметров глинистых сланцев вязовской подсвиты юшинской свиты составляют: для *GM* - от 0.28 до 0.58 (!), для *AM* - от 0.2 до 0.26 и для *NM* - от 0.01 до 0.06, при средних величинах соответственно 0.32, 0.22 и 0.03. Глинистые сланцы сухинской подсвиты имеют $GM_{cp}=0.47$, $AM_{cp}=0.32$ и $NM_{cp}=0.03$. Как видно из приведенных данных, исходно глинистые породы верхней части юшинской свиты имеют заметно более зрелый в петрохимическом отношении состав, чем тонкозернистые алюмосиликокластические образования ее основания.

5.3.2. Средний рифей

Отложения среднего рифея охарактеризованы фактическим материалом несколько лучше, нежели подстилающие их образования. Э.З. Гареевым выполнено литолого-геохимическое опробование типовых разрезов зигазино-комаровской и авзянской свит; од-

нако из нижней части машакской свиты удалось отобрать не более пяти проб собственно глинистых сланцев⁴¹.

Зигазино-комаровская свита. Опробован стратотипический разрез свиты по р. Амбарка Правая (рис. 51). Здесь он имеет, по данным В.И. Козлова и др. (1985 г.) и Э.З. Гареева, следующий вид:

Мощность, м

Серегинская подсвита

1. Песчаники полевошпато-кварцевые темно-серые и черные с редкими лепешками черных углеродисто-глинистых сланцев и тонкими прослоями алевролитов с трещинами усыхания 50
2. Алевропесчаники полевошпато-кварцевые с пропластками углеродисто-глинистых сланцев и мелкозернистых сланцев..... 70
3. Низкоуглеродистые глинистые сланцы 15
4. Пачка неравномерного переслаивания алевролитов и песчаников мелкозернистых серого и зеленовато-серого цвета 20
5. Кварцевые алевролиты темно-серые (с примесью тонкодисперсного углеродистого материала) с прослоями алевропесчаников и песчаников мелкозернистых около 40
6. Темно-серые алевролиты с прослоями алевролитистых глинистых сланцев и песчаников мелкозернистых около 20

Амбарская подсвита

7. Алевролиты глинисто-кварцевые с прослоями песчаников мелкозернистых и низкоуглеродистых глинистых сланцев 35
8. Закрито до 60
9. Алевролиты зеленые и темные зеленовато-серые тонкослоистые с редкими прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников .. 25-30
10. Песчаники кварцевые мелкозернистые голубовато-серые..... около 2
11. Алевролитистые глинистые сланцы 45-50

⁴¹ Разрезы зигальгинской свиты в связи с отсутствием в них в западной зоне Башкирского мегантиклинория четко индивидуализированных прослов и пачек глинистых сланцев опробованы нами не были.

12. Алевролиты зеленовато-серые	5-7
13. Алевролиты глинисто-кварцевые зеленовато-серые, с прослоями мелкозернистых песчаников и углеродисто-глинистых сланцев	15
14. Алевролиты зеленовато- и темно-серые с прослойками глинистых сланцев	около 40
15. Алевролиты глинисто-кварцевые зеленовато-серые с прослоями глинистых сланцев	10
16. Закрыто	до 80

Туканская подсвита

17. Неравномерное чередование кварцевых алевролитов зеленовато- и темно-серых, мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников с трещинами усыхания и глинистых сланцев темно-серых и черных	до 50
18. Пачка переслаивания, сходная по набору литотипов с нижележащей, но отличающаяся несколько большей долей алевролитов	10
19. То же, но с преобладанием черных и темно-серых алевритистых глинистых сланцев	6
20. Неравномерное чередование алевролитов темно-серых, мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников с трещинами усыхания и темно-серых глинистых сланцев	110-115
21. Песчаники кварцевые мелкозернистые желтовато-серые с нетипичными прослойками углеродисто-глинистых сланцев и их алевритистых разновидностей	10
22. Неравномерное чередование алевролитов темно-серых, мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников и темно-серых глинистых сланцев (преобладают)	около 65-70

Далее по разрезу закрыто около 500 (?) м. Более высокие уровни зигаино-комаровской свиты можно видеть на правом берегу р. Тара ниже устья руч. Амбарка Правая.

24. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые с голубоватым оттенком и редкими маломощными прослоями углеродисто-глинистого материала	50
---	----

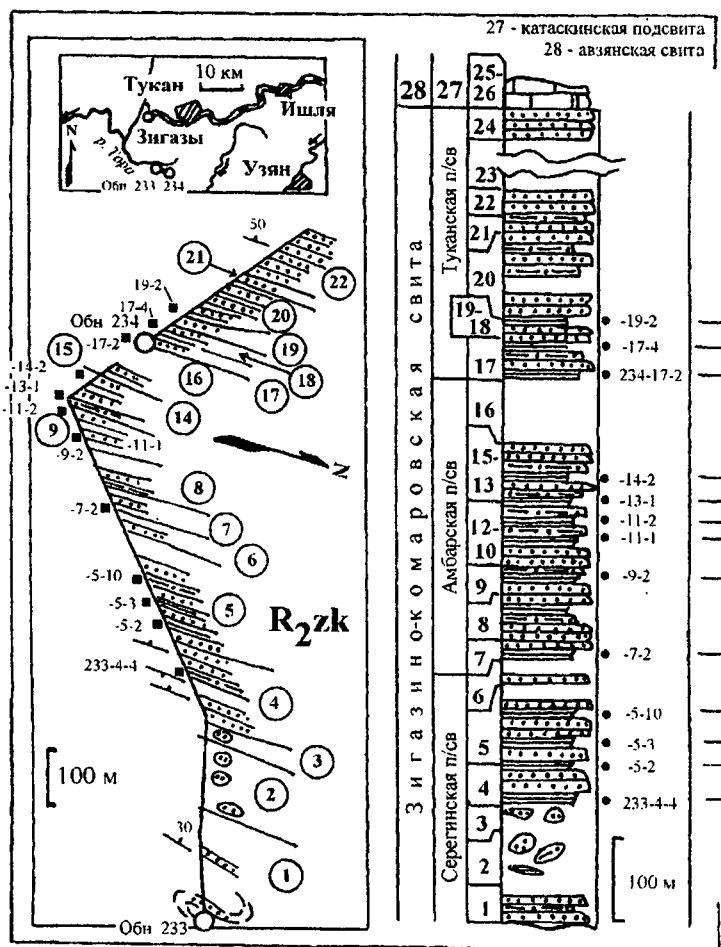
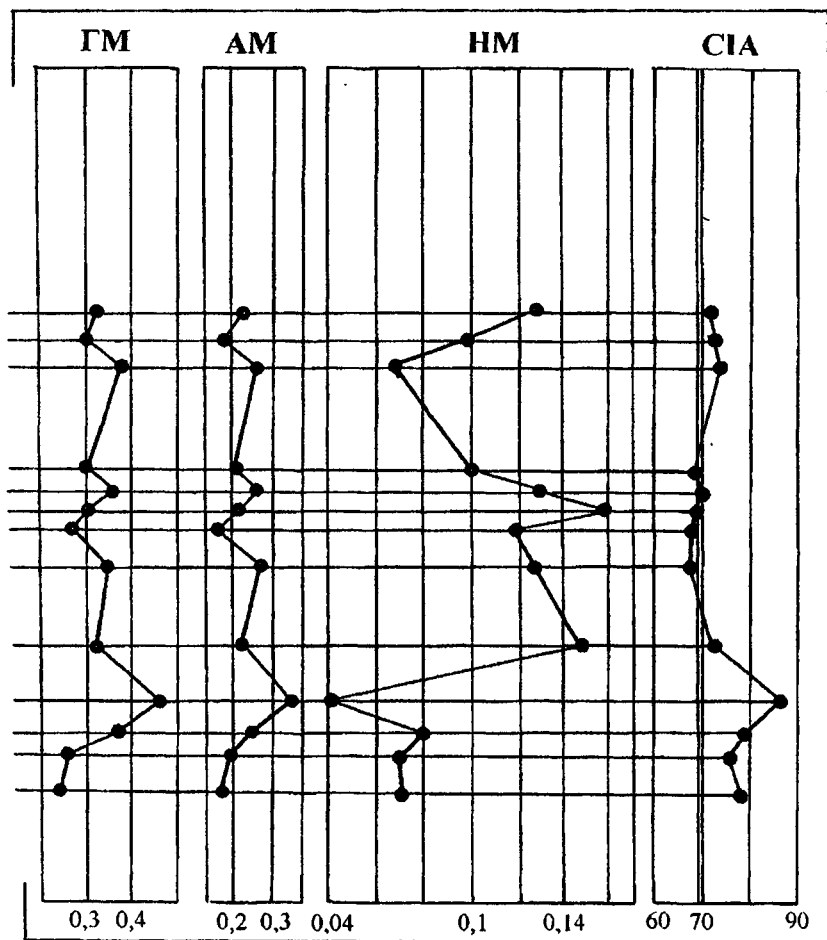


Рис. 51. Схема отбора проб глинистых сланцев и вариации основных петрохимических модулей (ГМ, АМ, НМ и СІА) по стратотипическо-



му разрезу зигазино-комаровской свиты среднего рифея на правом борту долины р. Амбарка Правая (по данным Э.З. Гареева)

25. Известнякиболее 10

Вариации значений основных петрохимических модулей (табл. 13), рассчитанных для глинистых сланцев зигазино-комаровской свиты из этого разреза, подчинены ряду закономерностей. Так, снизу вверх по разрезу мы можем видеть чередование относительно низких и высоких значений гидролизатного модуля, составляющих от 0.25 до 0.45 ед. Практически симбатно ему меняются значения и алюмокремниевого модуля. На этом фоне можно видеть, однако, и весьма слабую тенденцию к снижению амплитуды разброса значений модулей и общему увеличению их абсолютных величин к кровле зигазино-комаровской свиты, что можно интерпретировать в первом приближении как отражение некоторой гумидизации климата к концу накопления осадков рассматриваемого временного интервала.

Натриевый модуль испытывает снизу вверх по данному разрезу исключительно большие вариации: минимальные его значения, составляющие порядка 0.04, характерны для глинистых сланцев серегинской подсвиты. Глинистые сланцы амбарской подсвиты характеризуются максимальными значениями *НМ* (0.12-0.16), а более высокие уровни свиты представлены исходно глинистыми породами, имеющими значения *НМ* на уровне 0.07-0.14 ед. Описанный характер поведения *НМ* по разрезу свиты скорее всего отражает поступление в область седиментации с водосборов менее зрелого пелитового материала и/или существенные вариации зрелости вовлекавшихся на суше в размыв продуктов выветривания.

Показательно также изменение значений индекса *СІА*: при общей весьма слабо выраженной тенденции к снижению его абсолютной величины снизу вверх по разрезу свиты (от 77-78 до 70-71 ед.) ряд проб глинистых сланцев из серегинской подсвиты обнаруживает максимально высокие значения данного петрохимического коэффициента, достигающие 86-88 ед. На имеющемся у нас материале невозможно однако решить - отражение ли это ко-

роткого эпизода гумидизации климата или же, что более вероятно, эпизодический всплеск, связанный с неравномерно проявленными процессами выветривания в области сноса.

Основными уровнями в разрезе **авзянской свиты**, в составе которых прослой и пакеты глинистых сланцев играют значимую роль, являются, как известно, катаскинский и куткурский. Наиболее представительные разрезы их описаны в окрестностях пос. Верх. Авзян и ряде других районов мегантиклинория [Маслов, Крупенин, 1991].

Послойное описание разреза катаскинской подсвиты по левому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян выполнено В.И. Козловым, литогеохимическое опробование и переописание ряда интервалов – Э.З. Гареевым; характеристика разреза дается ниже по материалам Э.З. Гареева с некоторыми упрощениями.

Выше пачки тонкого пологоволнистого переслаивания алевролитов и углеродисто-глинистых сланцев туканской подсвиты зигзазино-комаровской свиты, наблюдаются (рис. 52).

Мощность, м

3. Известняки серые и темно-серые крупноплитчатые мелкозернистые со строматолитами; в средней части интервала отмечается прослой (до 1 м) темно-серых кварцевых алевролитов 14
4. Известняки доломитизированные и доломиты серые и темно-серые массивные с прослоями строматолитовых разностей и алевролитов (местами отмечаются сидериты) 50
5. Известняки темно-серые разноплитчатые неравномерно-зернистые; в верхних 2 м описываемого интервала – со строматолитами и микрофитолитами 12
6. Доломиты серые массивные пелитоморфные со строматолитами 20
7. Известняки, сходные с породами слоя 5 6
8. Доломиты, близкие по внешнему облику к породам слоя 6, в основании (около 3 м) со строматолитами 5
9. Разрозненные выходы плитчатых серых, желтовато-коричне-

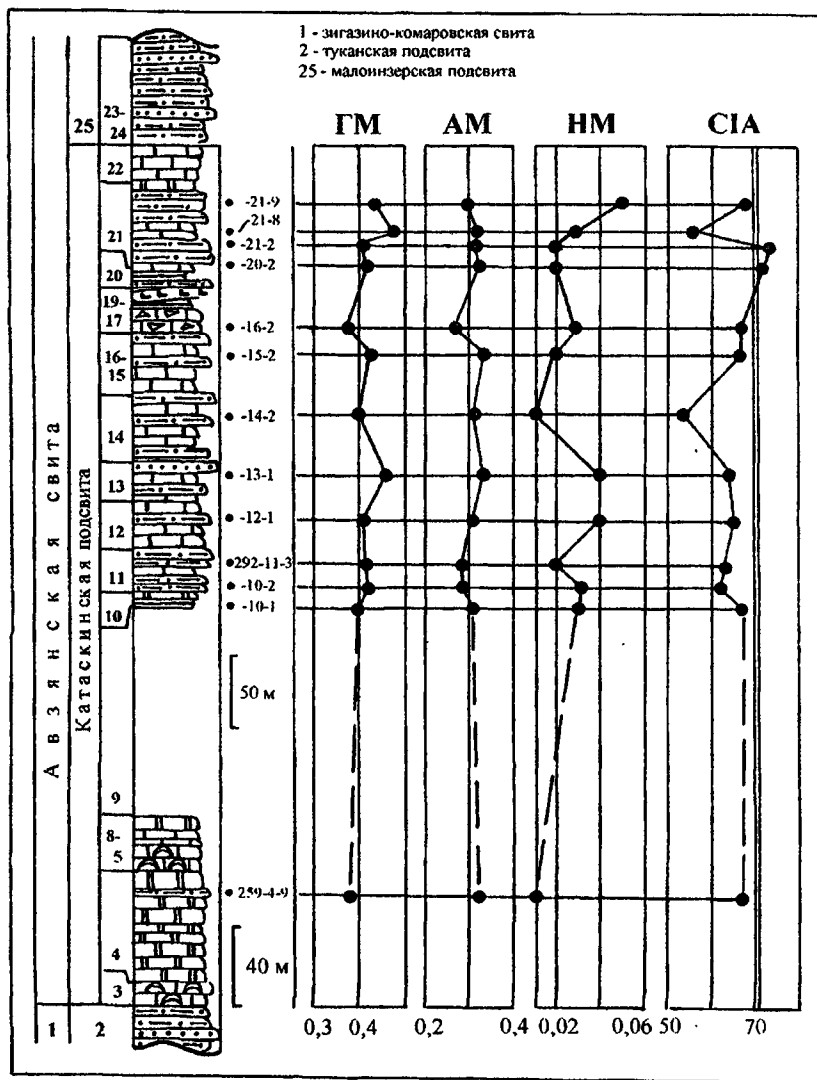


Рис. 52. Разрез катаскинской подсвиты авзянской свиты среднего рифея на северной окраине пос. Верх. Авзян, схема отбора проб и характер изменения основных петрохимических модулей (по данным Э.З. Гареева)

вых и темно-серых доломитов, известняков и тонкоплитчатых алевролитов	около 100
10. Переслаивание темно-серых массивных глинистых и онколитовых известняков и слабоглинистых зеленовато-серых тонкоплитчатых известняков, содержащих прослои кварцевых песчаников и алевролитов	5
11. Переслаивание темно-серых пелитоморфных известняков и подчиненных им темно-, реже зеленовато-серых, алевролитов.....	20
12. Углеродисто-глинистые сланцы алевролитистые темно-серые тонкоплитчатые с маломощными прослоями известняков	22
13. Углеродисто-глинистые сланцы темно-серые и черные с примесью алевроитового материала и прослоями светло-серых кварцевых песчаников	18
14. Сланцы, близкие слою 12, с маломощными прослоями известняков	30
15. Известняки пелитоморфные слабодолмитизированные темно-серые; в верхней части интервала с прослоями углеродисто-глинистых сланцев	22
16. Переслаивание известняков, сходных внешне с породами слоя 15, и темно-серых углеродисто-глинистых сланцев	5
17. Известняки, сходные со слоем 15	10
18. Неравномерное переслаивание известняков и углеродисто-глинистых сланцев	6
19. Дайка габбро-диабазов	(ширина выхода 1,3 м)
20. Известняки пелитоморфные глинистые черные с подчиненными прослоями темно-серых и черных алевролитистых углеродисто-глинистых сланцев	11
21. Углеродисто-глинистые сланцы черные тонкоплитчатые, в основании с прослоями известняков и кварцевых песчаников	40
22. Известняки пелитоморфные глинистые черные и темно-серые массивные с тонкими пропластками и прослоями черных углеродисто-глинистых сланцев	15

Выше по разрезу обнажены глинистые сланцы малоинзерской подсвиты авзянской свиты.

Рассматриваемый разрез охарактеризован 13 пробамии. Только одна из них (259-4-9) отобрана из глинистых сланцев нижней половины катаксинской подсвиты, остальные более или менее

равномерно характеризуют ее верхнюю часть. Значения основных петрохимических коэффициентов по данным пробам приведены в табл. 14.

Гидролизатный и алюмокремниевый модули не обнаруживаются в рассматриваемом разрезе сколько-нибудь заметных направленных изменений, варьируя соответственно в пределах от 0.38 до 0.49 и от 0.28 до 0.34 ед.

Амплитуда разброса значений натриевого модуля составляет от 0.01 до 0.05. Снизу вверх по разрезу подсыты наблюдается постепенное, с рядом положительных и отрицательных флуктуаций, возрастание значений *НМ*.

Индекс *СІА* обнаруживает значительные вариации. Примерно в двух нижних третях разреза (пробы от 259-4-9 до 292-13-1) его величина меняется от 61 до 66-67 ед., что указывает на поступление в область осадконакопления относительно незрелого пелитового компонента и семиаридные или близкие к ним климатические обстановки в областях размыва. Выше по разрезу наблюдается резкое уменьшение значений *СІА* до 52 ед. Это предполагает поступление исключительно незрелого в петрохимическом отношении материала. Далее значения индекса химического изменения существенно возрастают и в пробах 292-20-2 и 292-21-2 превышают пороговое значение (70 ед.). Однако эти две пробы единственные из всех 13, значения индекса *СІА* в которых соответствуют тем, что характерны для тонкого алюмосиликокластического материала, формировавшегося в условиях выветривания гумидного типа, так как уже в 10-15 м выше по разрезу от пробы 292-21-2 мы вновь видим резкое падение индекса *СІА* и последующий его возврат к 69 ед.

Рассматривая типовой разрез каташкинской подсыты в целом, следует отметить, что практически весь слагающий его тонкий алюмосиликокластический материал характеризуется пониженной зрелостью и поступал в область осадконакопления, по всей видимости, из областей преобладания климата, не способствовавшего полному разложению обломочных компонентов. Экскурсии индекса *СІА* в область низких значений при сохранении общего обли-

ка и состава глинистых сланцев катаскинской подсвиты неизменными снизу вверх по всему разрезу труднообъяснимы простыми вариациями климата на палеоводосборах. Вероятнее всего, они могли быть связаны с несколькими эпизодами вовлечения в размыв существенно менее зрелых образований.

Малоинзерская подсвита, представленная в основном глинистыми сланцами и алевролитами с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, опробована Э.З. Гареевым в разрезе по правому берегу р. Юрюзань ниже устья р. Буланка. Здесь она развита в полном объеме; ее подстилают и перекрывают преимущественно карбонатные отложения катаскинской и ушаковской подсвит (рис. 53).

Мощность, м

Катаскинская подсвита

1. Доломиты серые мелкокристаллические разноплитчатые более 50
2. Известняки глинистые серые и темно-серые массивные, в нижней части слоя преимущественно строматолитовые, в верхней – тонкослоистые, мелкокристаллические с отдельными маломощными прослоями доломитов 10
3. Доломиты серые слоистые мелкокристаллические и/или пелитоморфные; снизу вверх в данной пачке постепенно возрастает содержание глинистого материала, вплоть до появления тонких прослоев глинистых сланцев 20
4. Известняки строматолитовые и хемогенные серые массивные; в верхней части слоя среди известняков появляются и начинают преобладать прослои доломитов серых тонкослоистых 10
5. Известняки темно-серые массивные строматолитовые с прослоем темно-серых известняков, интенсивно окремненных 5
6. Доломиты серые средне- и тонкоплитчатые 12
7. Доломиты массивные средне- и грубоплитчатые, интенсивно окремненные 35
8. Известняки серые отдельными прослоями, светло-серые мелкокристаллические тонко- и среднеплитчатые глинистые; в средней час-

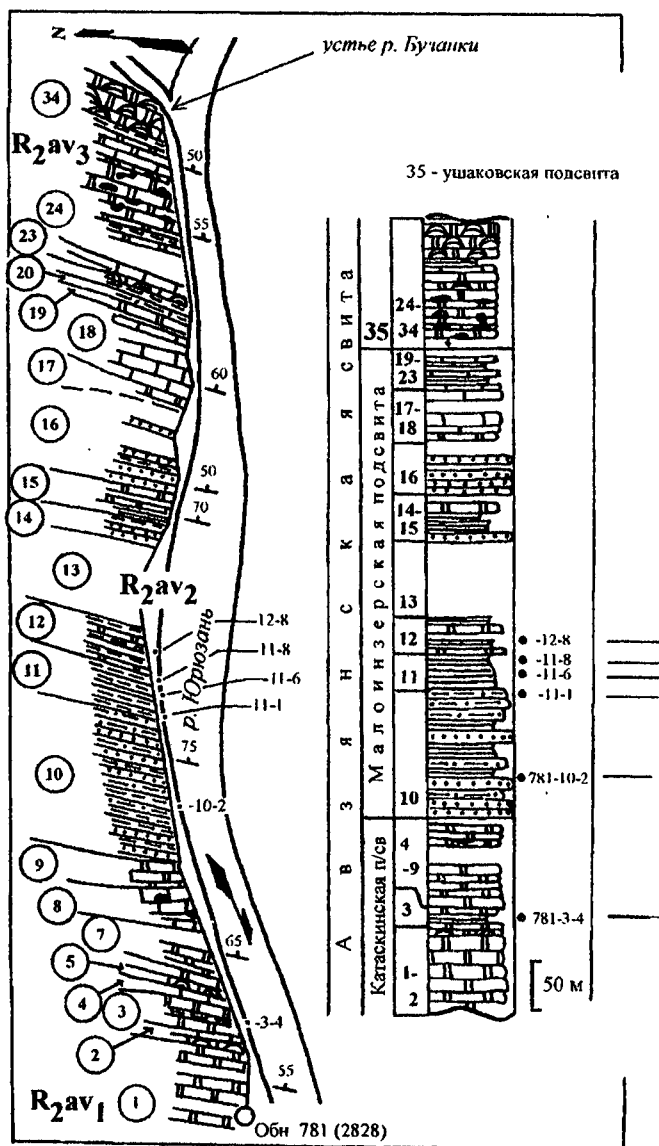
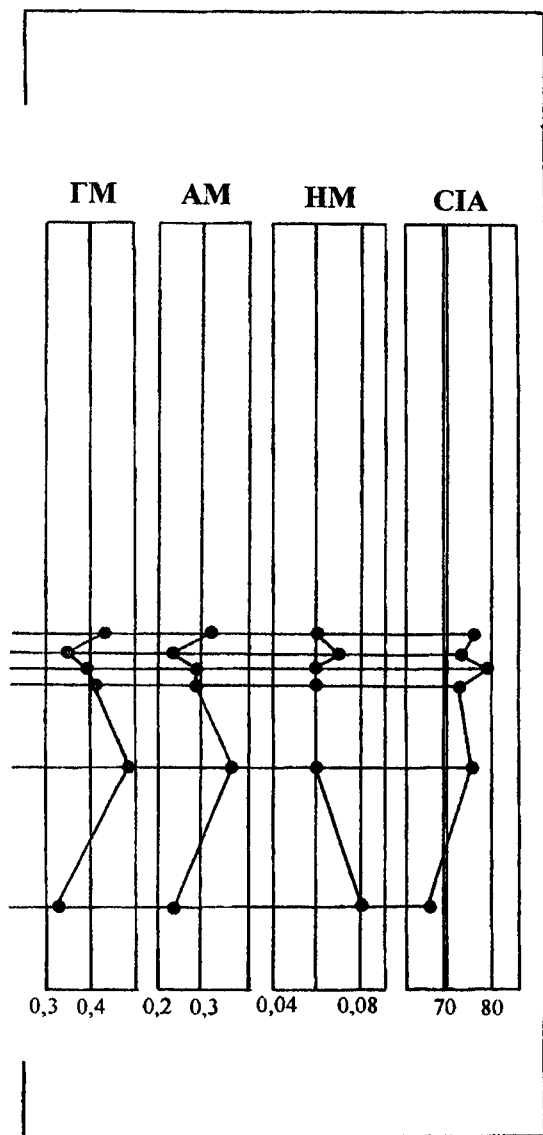


Рис. 53. Строение разреза катаксинской, малоинзерской и ушаковской подсвит авзянской свиты среднего рифея по правому берегу р. Юрю-



заны ниже устья р. Буланка, схема отбора проб и характер вариаций значений модулей ГМ, АМ, НМ и СИА в глинистых сланцах малоинзерского уровня (по данным Э.З. Гареева)

ти слоя появляются линзы и невыдержанные прослои кремней черных и темно-серых 15

9. Доломиты разноокрашенные (от светло-серых массивных мелкокристаллических с прожилками и гнездами вторичного молочно-белого крупнокристаллического доломита до темно-серых среднекристаллических, также пронизанных тонкими прожилками молочно-белого доломита); в верхней части слоя доломиты вновь преимущественно светло-серые среднекристаллические неотчетливо слоистые с примесью глинистого материала 24

Малоинзерская подсвита

10. Толица тонкого (от $n \times 10$ мм до $n \times 10$ см) переслаивания глинистых сланцев зеленовато-серых тонкослоистых (до листоватых), кварцевых песчаников серых и алевролитов. Отдельные прослои глинистых сланцев имеют темно-серую и черную окраску. Прослои песчаников не выдержаны по мощности и часто выклиниваются. На поверхностях напластования песчаников и алевролитов отмечаются многочисленные отпечатки трещин усыхания 150

11. Толица преимущественно темно-серых и черных листоватых глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями кварцевых песчаников 40

12. Глинистые сланцы слабо доломитизированные и окварцованные доломиты темно-серые с синеватым оттенком тонкослоистые . 40

13. Закрито 90

14. Пачка переслаивания глинистых сланцев зеленовато- и темно-серых и алевропесчаников серого цвета 20

15. Разрозненные коренные выходы глинистых сланцев темно-серых и доломитов темно-серых с синеватым оттенком. Доломиты массивные и грубоплитчатые (мощность отдельных прослоев достигает 1,5 м) с многочисленными прожилками вторичного молочно-белого кварца и нитевидными прослойками черных углеродисто-глинистых (?) сланцев 30

16. Толица песчаников кварцевых светло-серых тонкослоистых, тонко- и среднеплитчатых с маломощными прослоями глинистых сланцев 60

17. Доломиты темно-серые массивные средне- и крупнокристаллические, пронизанные многочисленными прожилками вторичного молочно-белого крупнокристаллического доломита	10
18. Пачка известняков слоистых разноплитчатых (от тонко- до грубоплитчатых и массивных). Отдельные прослои известняков имеют волнистую слоистость, которая похожа на пластовые строматолиты. На поверхностях напластования пород отмечаются знаки ряби	50
19. Доломиты серые мелкокристаллические неотчетливо-, тонкослоистые	3
20. Алевролиты кварцевые тонкослоистые светло-серые с желтоватым оттенком и прослоями глинистых сланцев	10
21. Известняки серые и темно-серые мелкокристаллические средне- и грубоплитчатые с маломощными прослоями глинистых сланцев ...	5
22. Известняки строматолитовые серые, мелко- и среднекристаллические	5
23. Известняки строматолитовые	5
24. Закрыто	около 20
25. Доломиты серые неяснослоистые интенсивно окремненные .	8
26. Алевролиты светло-серые и глинистые сланцы в переслаивании с доломитами	5
27. Пачка доломитов серых неяснослоистых от тонко- до грубоплитчатых с линзами кремней и прожилками молочно-белого вторичного доломита	20
28. Известняки окремненные разноплитчатые и разнокристаллические	5
29. Доломиты строматолитовые	5
30. Доломиты серые с прослоями серых слоистых и неотчетливослоистых известняков (слоистость подчеркнута присутствием тонких прослоев глинистого материала)	15
31. Доломиты строматолитовые серые массивные	5
32. Доломиты слоистые с маломощными прослоями глинистых сланцев	5
33. Пачка переслаивания доломитов и глинистых сланцев зеленовато-серого цвета	3
34. Доломиты серые строматолитовые глинистые	более 40

Из данного разреза Э.З. Гареевым опробована только нижняя часть малоинзерской подсвиты (5 проб); одна проба (781-3-4) отобрана из прослоя глинистых сланцев в 50-60 м ниже кровли катаскинской подсвиты (табл. 15). В пределах опробованного интервала наблюдается отчетливое уменьшение (от подошвы примерно к середине разреза) значений гидролизатного и алюмокремниевого модулей соответственно от 0.5 и 0.35 до 0.35-0.42 и 0.22-0.31 ед., что указывает на постепенное увеличение степени зрелости поступавшей в бассейн тонкой пелитовой взвеси.

Параллельно (особенно если за исходную точку брать пробу 781-3-4, отобранную из верхней части катаскинской подсвиты) происходит плавное возрастание значений индекса химического изменения – примерно от 65 до 71-80 ед. На наш взгляд, подобное согласованное поведение этих трех модулей указывает на постепенную, хотя, быть может, и не столь отчетливо выраженную, тенденцию к гумидизации климата на водосборах в начале малоинзерского времени.

Следующим уровнем, в составе которого в разрезе авзянской свиты существенную роль играют глинистые сланцы, является **кутурская подсвита**. Она складывается преимущественно глинистыми сланцами, аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами и опробована Э.З. Гареевым в разрезе по левому берегу р. Мал. Инзер примерно против устья р. Реветь (рис. 54).

В разрезе подсвиты основную роль играют сероцветные алевролиты, глинистые сланцы и аргиллиты. При общей мощности разреза в 100-105 м обнажено около 60 м в нижней и средней его частях. Из данного интервала отобрано более или менее равномерно 5 проб (табл. 16), что дает среднее расстояние между ними примерно в 12-15 м.

Значения гидролизатного и алюмокремниевого модулей варьируют снизу вверх по указанному разрезу без каких-либо определенных закономерностей в пределах соответственно 0.35-0.44 и 0.28-0.35 ед.

Величина натриевого модуля в нижней половине обнаженного интервала вначале растет от 0.02 до 0.04, а затем снижается до первоначального значения.

Индекс химического изменения во всех пяти пробах имеет значения выше 70 ед., что указывает на поступление тонкого алюмосиликокластического материала из областей преобладания гумидного климата.

5.3.3. Поздний рифей

В разрезе каратауской серии глинистые сланцы наиболее широко распространены в составе верхней части зильмердакской свиты, в инзерской и нижней части укской свит; подчиненное значение они имеют в составе катавской и миньярской свит, где наблюдаются в виде маломощных редких прослоев среди известняков и доломитов. Так же относительно невелика их роль в разрезах бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты.

Бирьянская подсвита зильмердакской свиты. Глинистые сланцы этого уровня были опробованы по разрезам на левом борту долины р. Мал. Инзер выше д. Кумбино (Э.З. Гареев) и по левому берегу р. Юрюзань ниже д. Екатериновка (А.В. Маслов).

Разрез подсвиты на левом борту долины р. Мал. Инзер выше д. Кумбино имеет, по данным В.И. Козлова [1982; Козлов, Генина, 1982] следующий вид (рис. 55)⁴².

Мощность, м

2. Светлые, розовато-серые средне- и крупнозернистые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники массивные или тонко-, горизонтальнополосчатые, с маломощными прослоями и линзами грубообломочного материала, иногда с крупными косыми однонаправленными сериями около 70

3. Средне- и мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники с редкими маломощными прослоями гравелитов и глинистых мелкозернистых песчаников с мелкомасштабной косой слоистостью 44

4. Неравномерное чередование темно-вишневых алевролитов, иногда алевритистых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников с симметричными знаками ряби 49

⁴² Слой I в данном разрезе представлен доломитами рсвetsкой подсвиты авзянской свиты.

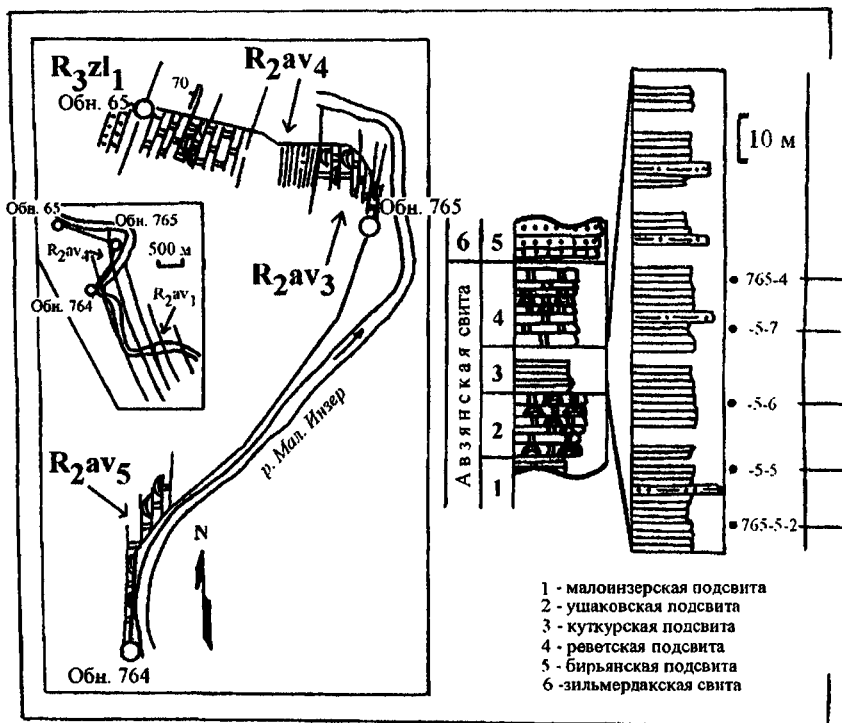
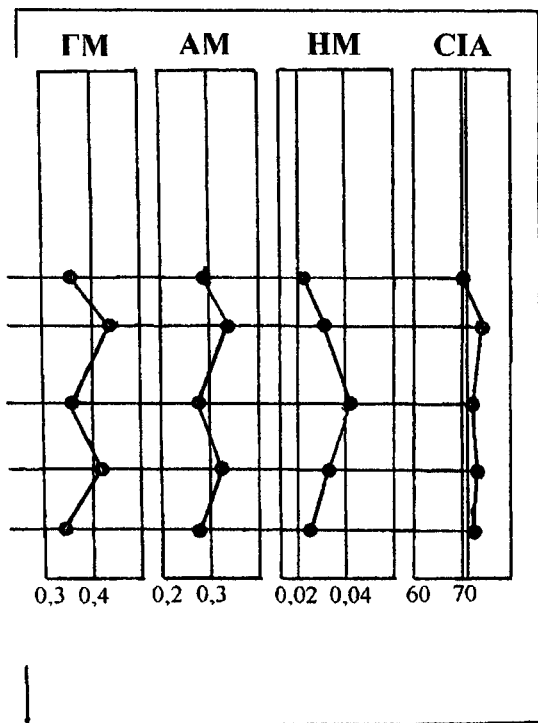


Рис. 54. Разрез авянской свиты среднего рифея по левому берегу р. Мал. Инзер выше д. Реветь и схема отбора проб глинистых сланцев из

5. Мелкозернистые красновато-серые массивные песчаники среднеплитчатые 29
6. Переслаивание темно-вишневых алевролитистых аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников 20
7. Чередование серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и зеленовато-серых мелкооскольчатых алевролитов около 30
8. Разрозненные коренные выходы вишнево-красных алевролитистых глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников до 70
9. Розовато-серые средне- и крупнозернистые песчаники массивные, горизонтально- и косослоистые, с рифелями симметричной синусоидальной ряби на верхних поверхностях напластования до 155



кутурской подсвиты авзянской свиты (по данным Э.З. Гареева)

10. Вишнево-красные тонко-, горизонтальнослоистые алевролиты с пропластками аргиллитов темно-вишневого цвета 37
11. Разрозненные коренные выходы тонко-, горизонтальнослоистых мелкозернистых песчаников вишнево-красных с прослоями алевролитов в верхней части 88
12. Фрагментарные коренные выходы чередующихся вишнево-красных алевролитов и мелкозернистых песчаников около 150
13. Светло-серые разномзернистые песчаники около 8
14. Пачка микропереслаивания темно-серых пелитоморфных известняков и серых песчаных известняков до 30

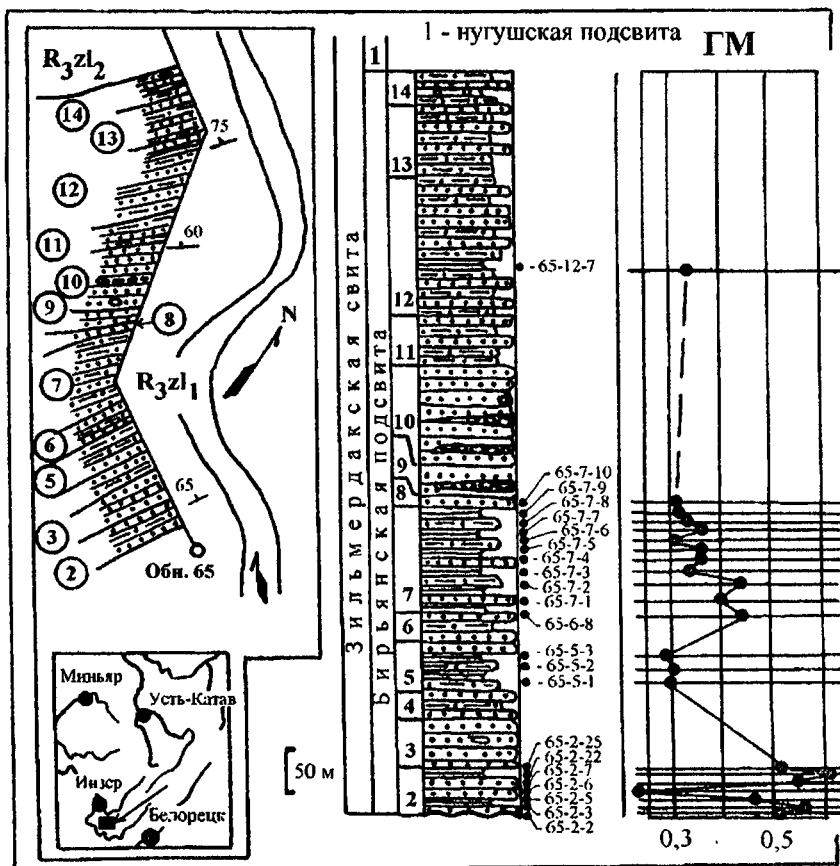
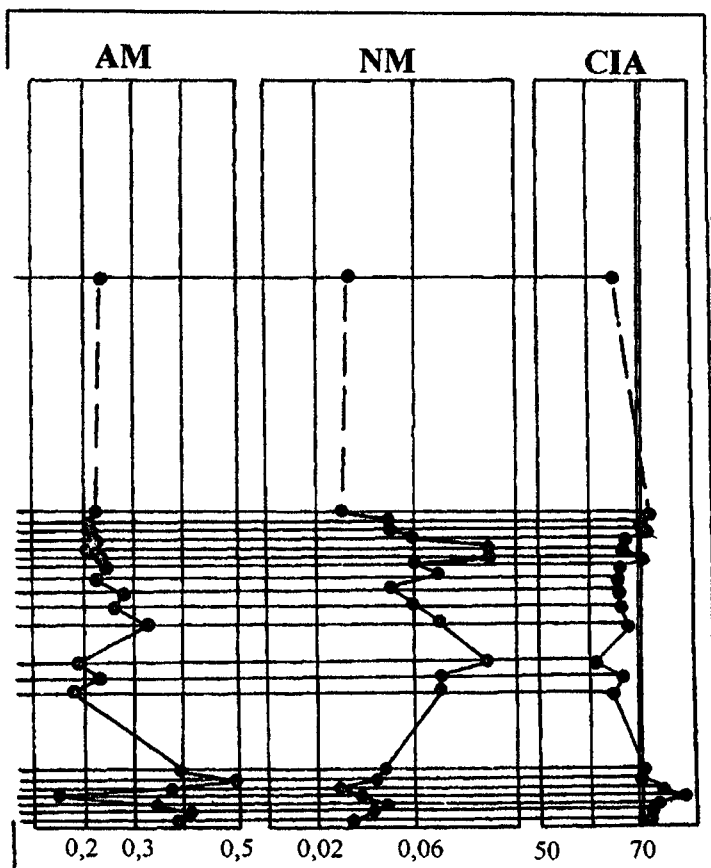


Рис. 55. Строение типового разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея по левому берегу р. Мал. Инзер в окрестно-

Всего из описанного разреза отобрано 22 литогеохимических пробы глинистых сланцев. Основные петрохимические параметры их приведены в табл. 17.

В рассматриваемом разрезе глинистые породы представлены преимущественно красно- и вишнево-коричневыми аргиллитами и глинистыми сланцами массивного облика или обладающими



стях пос. Инзер, схема его опробования и характер вариаций основных петрохимических модулей (данные Э.З. Гареева и А.В. Маслова)

тонкой отчетливой или неясной горизонтальной слоистостью. Иногда в качестве примеси в глинистых сланцах присутствуют алевритовые зерна кварца, но количество их, как правило, невелико. Преобладающая часть глинистых сланцев тяготеет к нижней части разреза; выше слоя 8 они уступают место алевролитам и алевропесчанникам.

Вариации значений модулей *ГМ* и *АМ* снизу вверх по разрезу достаточно симбатны. Как хорошо видно на рис. 55, для самой нижней части рассматриваемого уровня наблюдается значительный разброс величин модулей в конкретных пробах – от 0.22 до 0.61 для гидролизатного и от 0.15 до 0.5 для алюмокремниевое при средних значениях около 0.4 и 0.32-0.33 ед. соответственно. Это, на наш взгляд, вполне определенно указывает на поступление в бассейн осадконакопления тонкого алюмосиликокластического материала заметно варьирующей зрелости, в том числе и весьма зрелого. Последнее хорошо подтверждается и высокими значениями индекса химического выветривания *СІА* (до 78 ед.), которые получены для проб глинистых сланцев из второго и третьего слоев разреза бирьянской подсвиты (пробы 65-2-2, 65-2-3, 65-2-5, 65-2-6, 65-2-7).

Выше по разрезу подсвиты значения гидролизатного и алюмокремниевое модулей постепенно снижаются (до 0.35 и 0.25 соответственно), что можно интерпретировать как вовлечение в размыв в области сноса все менее и менее преобразованных процессами выветривания пород. Для глинистых сланцев верхней части слоя 7 (пробы 65-7-9, 65-7-10 и др.) типичны значения *ГМ* и *АМ*, лишь незначительно превышающие 0.3 и 0.2 соответственно. Эту же тенденцию подчеркивает и сближение значений индекса *СІА* для глинистых сланцев из слоев 3-6 и нижней и средней частей слоя 7 и переход их в область значений менее 70 ед. (вплоть до 61, проба 65-5-3 из верхней части слоя 5). Все это позволяет предполагать заметное снижение степени зрелости тонкой терригенной кластики, происходившее во время накопления отложений нижней части бирьянской подсвиты (а, вероятно, и всей подсвиты, т.к. в пробе 65-12-7 величина гидролизатного модуля составляет 0.33, а индекс *СІА* равен 65 ед.).

В то же время важно подчеркнуть, что в самом начале бирьянского времени в бассейн поступал пелитовый материал высокой зрелости из зон, где предположительно господствовал гумидный климат. Впоследствии, вероятно, на фоне общей аридизации климата зрелость его постепенно снижалась. Такой интерпретации не противоречат результаты и наших более ранних работ [Маслов,

1988а; Маслов, Гареев, 1988], в которых было показано, что по своему химизму породы континентальных фаций из разрезов бирьянской подсвиты соответствуют образованиям аридного климата.

Интересные выводы о характере поступавшей в самом начале позднего рифея в область седиментации тонкой алюмосиликокластики получены и при рассмотрении положения фигуративных точек глинистых сланцев данного разреза на диаграмме *Ронова–Хлебниковой*. На ней, как известно, суммированы многие тысячи анализов глинистых пород, формировавшихся в условиях холодного, аридного и тропического климата. Поля глин холодного и аридного климатов имеют на диаграмме некоторое перекрытие, тогда как поле глин тропического климата достаточно хорошо от них отграничено (рис. 56).

Анализ положения точек конкретных проб глинистых сланцев показывает существование в рассматриваемой выборке двух групп пород.

Первую группу представляют пробы глинистых сланцев из слоя 2 (пробы 65-2-5, 65-2-25, 65-2-3, 65-2-22, 65-2-7). Они образуют компактное поле в области перекрытия глин холодного и тропического климата, а две пробы локализованы собственно в поле глин тропического климата (65-2-22 и 65-2-3).

Пробы второй группы расположены в области перекрытия глин холодного и аридного климата, однако часть из них, и это весьма для нас важно, выходит за пределы области перекрытия в поле глин собственно аридного климата. Все сказанное позволяет утверждать, что глинистые породы основания бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в разрезе по левому борту долины р. Мал. Инзер (единственного естественного в пределах Башкирского мегантиклинория разреза, где можно видеть тесно сближенные выходы пород авзянской и зильмердакской свит) формировались за счет размыва на континенте весьма зрелого материала, который может рассматриваться как материал, поступавший из областей тропического (гумидного) климата.

Разрез бирьянской подсвиты по левому берегу р. Юрюзань ниже д. Екатериновки имеет следующий вид (рис. 57):

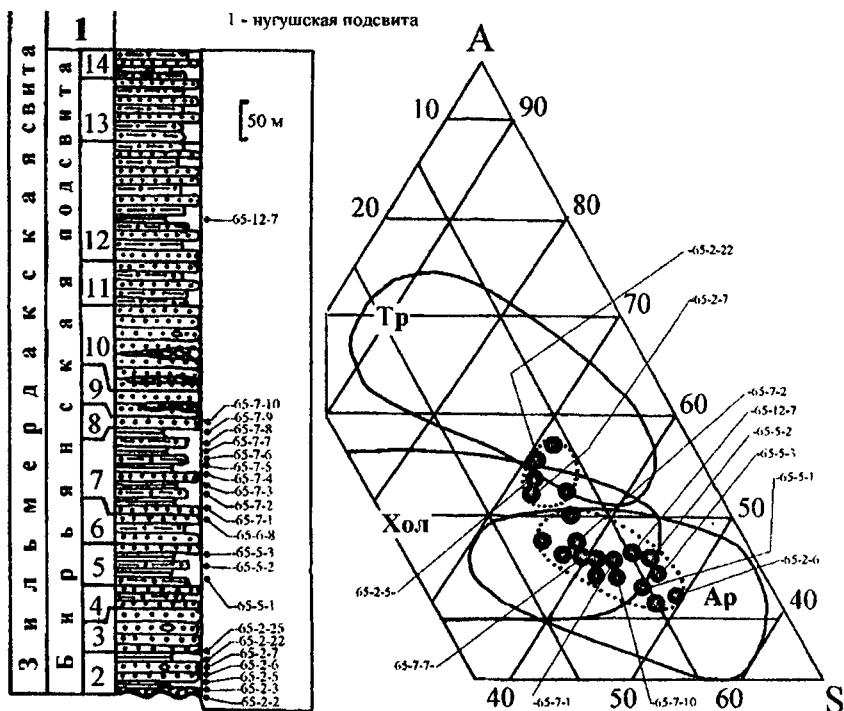


Рис. 56. Схема отбора проб глинистых сланцев из разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по левому борту долины р. Мал. Инзер и положение фигуративных точек этих проб на диаграмме Ронва-Хлебниковой (по данным петрохимического опробования глинистых сланцев, выполненного Э.З. Гареевым)

Мощность, м

1. Крупно- и среднезернистые розовато- и красновато-серые песчаники массивные грубоплитчатые, неотчетливополосчатые ... около 110
2. Пачка грубого неравномерного переслаивания мелкозернистых красновато-серых песчаников со знаками ряби на поверхностях напластования и такого же цвета тонко-, горизонтальнослоистых алевроаргиллитов ... 73

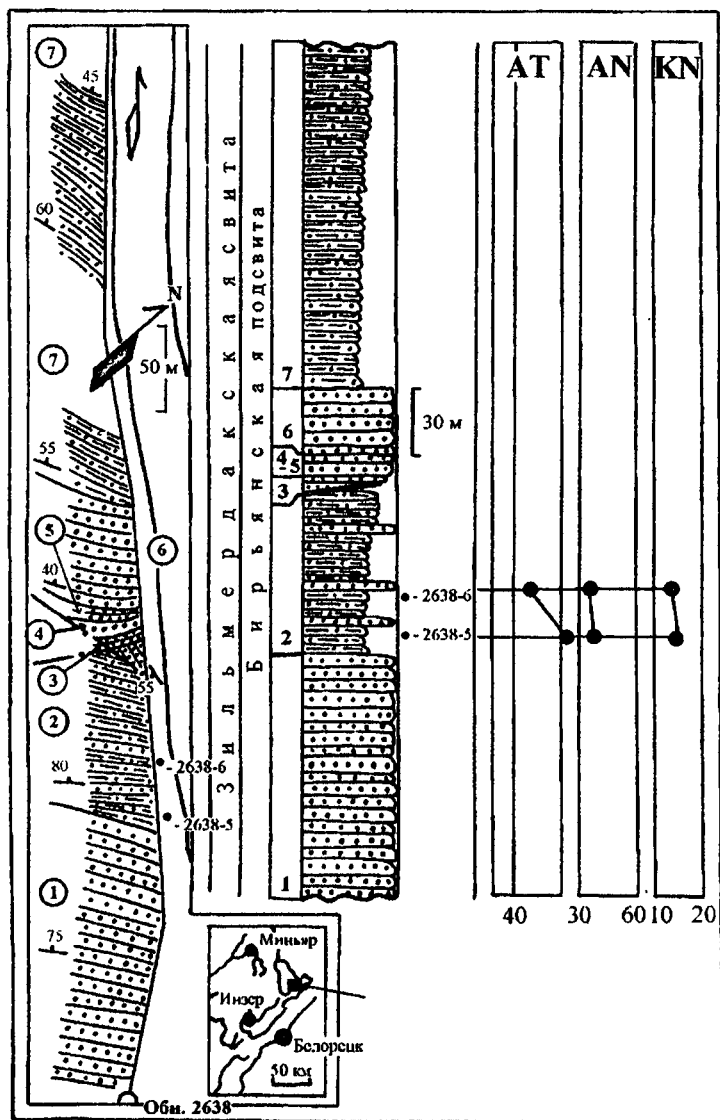


Рис. 57. Вариации петрохимических модулей *AT*, *AN* и *KN* в тонкой фракции глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты из разреза по левому берегу р. Юрюзань ниже д. Екатериновка (материалы А.В. Маслова)

3. Тонко-косослоистые среднезернистые песчаники с прослоями, обогащенными рудными минералами	6-7
4. Мелко- и среднезернистые, преимущественно горизонтально-слоистые красновато-серые песчаники	6
5. Среднезернистые красновато-серые песчаники с крупной деформированной косои слоистостью	3
6. Средне- и мелкозернистые тонко-, горизонтально- и, редко, пологокосослоистые песчаники с мелкомасштабной мульдовидной слоистостью в верхней части пачки	30
7. Красноцветные алевролиты с тонкой горизонтальной, пологой волнистой и мелкой косои штриховатой слоистостью, мелкими симметричными знаками ряби; в нижней части пачки присутствуют маломощные прослои песчаников	около 150

Здесь были отобраны две пробы глинистых сланцев, из которых выделена тонкая фракция. Результаты химического анализа этих фракций приведены в табл. 18.

Величина AT составляет в тонкой фракции из этих двух проб от 43 до 51 ед., что типично, по данным Е.П. Акульшиной [1985], для отложений, сформировавшихся за счет тонкого алюмосилико-кластического материала, поступавшего из зон аридного климата. Параметр AN составляет несколько более 130 ед., указывая тем самым на поступление в область седиментации материала средней или несколько более высокой степени зрелости; об этом же свидетельствует и величина коэффициента KN , составляющая несколько более 10-12 ед. Приведенные данные характеризуют тонкую алюмосиликокластику второй толщи бирьянской подсвиты [Маслов, 1988а] и находятся в хорошем соответствии с выводами, полученными по разрезу у пос. Инзер.

Перекрывающая алевролитно-песчаниковые образования бирьянского уровня нугушская подсвита в большинстве известных ее разрезов и их фрагментов слагается мелкозернистыми алевролитами с прослоями песчаников, зелено- и, реже, пестроцветными глинистыми сланцами и аргиллитами.

В западной части Башкирского мегантиклинория Э.З. Гареевым опробована верхняя половина нугушской подсвиты в разрезе

ниже д. Толпарово по левому берегу р. Зилим в 1.2 км выше ее правого притока руч. Ташлыклы. В данном разрезе наблюдаются не только породы нугушской подсвиты, но и отложения бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты (рис. 58):

Мощность, м

Бирьянская подсвита

1. Песчаники розовато-серые полевошпато-кварцевые сливные крупнозернистые с отдельными гравийными зернами кварца более 20
2. Песчаники массивные кварцевые и полевошпато-кварцевые розовато-серые средне- и крупнозернистые с гравийными зернами кварца более 10
3. Песчаники полевошпато-кварцевые мелко- и среднезернистые розовато-серые и розовые с прослоями (от долей до нескольких мм) рудного шлиха 16
4. Закрыто (в пределах данного интервала резко меняются элементы залегания пород и характер разреза) 7-8

Нугушская подсвита

5. Песчаники серые и розовато-серые от мелко- до среднезернистых около 10
6. Фрагментарные коренные выходы песчаников полевошпато-кварцевых серых разнозернистых более 10
7. Алевролиты и аргиллиты вишнево-красные и коричнево-красные тонкоплитчатые с единичными прослоями мелкозернистых тонкоплитчатых слабоизвестковистых вишнево-красных и серых песчаников 35
8. Фрагментарные коренные выходы песчаников мелкозернистых серых и темно-серых с редкими прослоями аргиллитов..... около 30
9. Закрыто (в делювии глыбы кварцевых сливных песчаников лемезинского типа) 7-10

Основные петрохимические параметры взятых здесь из пород нугушской подсвиты проб приведены в табл. 19.

Снизу вверх по обнаженной части разреза подсвиты наблю-

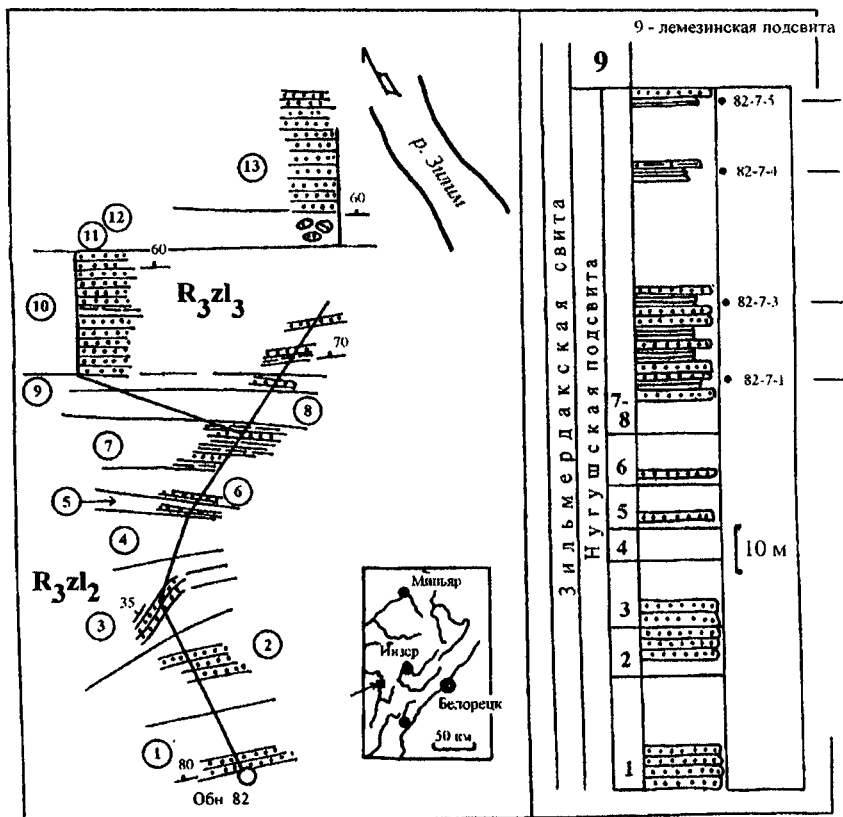
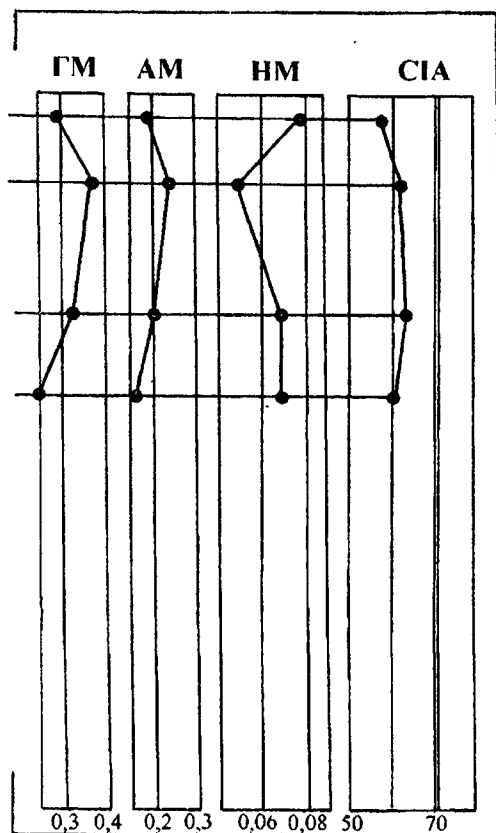


Рис. 58. Разрез нугушской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея по руч. Ташлыклы (правый приток р. Зилим) и схе-



ма отбора проб глинистых сланцев нугушского уровня (данные Э.З. Гареева)

Индекс химического изменения во всех пробах не превышает 63-64 ед., что указывает на формирование тонкого пелитового компонента в условиях относительно слабого преобразования исходного субстрата.

Бедерышинский уровень зильмердакской свиты опробован А.В. Масловым по фрагментам разрезов, известных в окрестностях д. Волковка (район г. Миньяр) и по р. Куже выше бывшего

поселка геологоразведчиков⁴³, а также Э.З. Гареевым в районе б/д Бикташево.

Как известно, в центральной и западной частях Башкирского мегантиклинория бедерышинская подсвита представлена в нижней и верхней частях серо- и зеленоцветными пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников (последние в верхней пачке содержат глауконит), а в средней части ее разреза присутствуют красноцветные терригенные образования и иногда пачка или толща карбонатных пород.

Фрагмент разреза бедерышинской подсвиты на северной окраине д. Волково по дороге к г. Миньяр имеет следующий вид (рис. 59):

Мощность, м

1. Доломиты массивные розовато-серые со слабым зеленоватым оттенком с тонкими пропластками красновато-коричневых глинистых сланцев	1,5
2. Глинистые сланцы зеленовато-серые со слабым красноватым оттенком	0,5
3. Доломиты зеленовато-серые с многочисленными тонкими пропластками глинистого материала	2,5
4. Переслаивание глинистых сланцев пестроцветных, алевролитов и мелкозернистых песчаников	15
5. Доломиты с микрофитолитами	2
6. Переслаивание пестроцветных глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников; в верхней части слоя в сланцах присутствуют мелкокомасштабные русловые промоины, выполненные мелкозернистыми песчаниками	14

Основываясь на литологических особенностях пород и их окраске, можно предполагать, что здесь мы имеем дело с образованиями средней части подсвиты, примерно соответствующими красноцветной пачке переслаивания алевролитов, глинистых сланцев и песчаников, известной в окрестностях пос. Инзер и ряде других мест.

⁴³ Отнесение известных в данном районе разрезов к тем или иным уровням стратотипа сделано по материалам работы [Маслов, Крупенин, 1991].

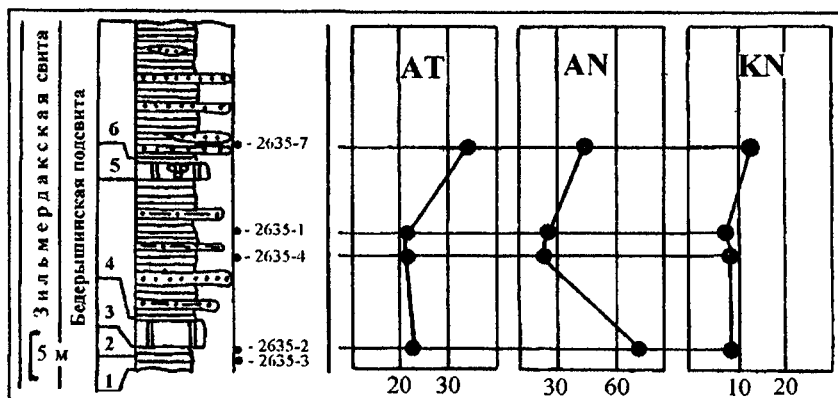


Рис. 59. Строение фрагмента разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея в окрестностях пос. Волково, схема его опробования и особенности вариаций основных петрохимических модулей в тонкой фракции глинистых сланцев (данные А.В. Маслова)

В данном фрагменте отобрано 5 проб глинистых сланцев, из которых четыре использованы для выделения тонкой фракции. Исходя из значений коэффициента AT , превышающих в трех пробах 20 ед., а в одной – 30, можно предполагать, что поступающий в рассматриваемую эпоху в область седиментации пелитовый материал формировался на континенте в семиаридных или близких к аридным (?) обстановках. Зрелость тонкой алюмосиликокластики заметно варьировала. Так, если тонкая глинистая фракция из слоя 1 (ниже хорошо выраженного в разрезе доломитового пласта мощностью около 4 м) имеет значения параметра $AN > 60$, что соответствует высокой интенсивности химического выветривания, то выше доломитов величина данного коэффициента в двух пробах составляет менее 30, а в одной достигает 43-45 ед. Это позволяет предполагать, что в область седиментации поступала пелитовая взвесь, неравномерно преобразованная процессами химического выветривания. Данный вывод вполне согласуется с предположением о постепенной аридизации климата в области сноса, отражением чего в

разрезах бедерышинской подсвиты является пачка красноцветных терригенных пород.

Разрез бедерышинской подсвиты по р. Куже построен несколько по-иному (рис. 60):

Мощность, м

1. Темные зеленовато-серые алевролиты	более 20
2. Среднезернистые песчаники тонко-, горизонтально-, иногда, пологокосослоистые кремво-серые с текстурами первичной линейности течения	12
3. Неравномерное чередование темно-серых мелкозернистых песчаников (от 3-6 до 10-15 см), темно-серых алевролитов и темноокрашенных глинистых сланцев (5-7 см). На нижних поверхностях напластования песчаников часто видны слепки с трещин усыхания	11
4. Темно-серые пелитоморфные доломиты с тонкой субгоризонтальной полосчатостью	3,2
5. Темно-серые тонкополосчатые аргиллиты	3,5
6. Кварцитовидные средне- и крупнозернистые песчаники.....	1,7
7. Темно-серые массивные или неясно-, тонкополосчатые пелитоморфные глинистые доломиты	3
8. Черные пелитоморфные доломиты	1
9. Неравномерное чередование тонкослоистых светло-серых мелкозернистых песчаников (5-7 см), тонкоплитчатых темно-серых алевролитов и черных аргиллитов	7
10. Черные массивные доломиты	2
11. Закрыто, по ходу наблюдаются фрагменты песчаников и алевроаргиллитов	17
12. Тонкое неравномерное чередование глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников	3
13. Темно-серые пелитоморфные тонко-, горизонтальнополосчатые доломиты	9
14. Пестроцветные (зеленовато-голубые и красновато-серые) глинистые сланцы с маломощными редкими прослоями алевролитов	6
15. Тонкополосчатые доломиты с прослоями и линзами плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий и косоволнистой слоистостью в верхней части пласта	1,5

16. Темно-серые массивные, иногда тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты	6
17. Пелитоморфные массивные черные доломиты	3
18. Темно-серые, почти черные, массивные, участками неясно-, тонкополосчатые алевроаргиллиты	около 5
19. Полосчатые темно-серые доломиты	более 2

Нижняя и верхняя границы бедерышинской подсвиты здесь не обнажены. Присутствие нескольких пластов темно-серых доломитов (не типичных для других разрезов подсвиты на территории мегантиклинория) позволяет думать, что описанный фрагмент условно может быть соотнесен с уровнем карбонатной пачки, известной примерно в средней части подсвиты в более северных районах мегантиклинория.

Из данного разреза отобрано 5 проб глинистых сланцев (табл. 20); тонкая фракция выделена и проанализирована из трех проб. Значения коэффициента AT составляют в этих пробах от 20 до 30 ед. Это предполагает поступление пелитовой фракции из областей семиаридного или близкого к нему климата. Величина коэффициента AN во всех пробах превышает 110 и в ряде случаев – 150 ед. (проба 2669-5), что предположительно указывает на высокую интенсивность химического выветривания на континенте.

В двух пробах глинистых сланцев из верхней части данного фрагмента (2669-10 и 2669-16) значения гидролизатного и алюмокремниевого модулей указывают на умеренную (или среднюю) зрелость поступавшего в бассейн седиментации пелитового компонента. Коэффициента CIA здесь равен или несколько ниже порогового значения (70 ед.), что так же, как и данные о химизме тонкой фракции, позволяет предполагать преобладание в области сноса климата семиаридного типа.

В районе бывшей д. Бикташево по правому берегу р. Бол. Нугуш непосредственно выше песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, по данным Э.З. Гареева, наблюдается следующий разрез бедерышинской подсвиты (рис. 61):

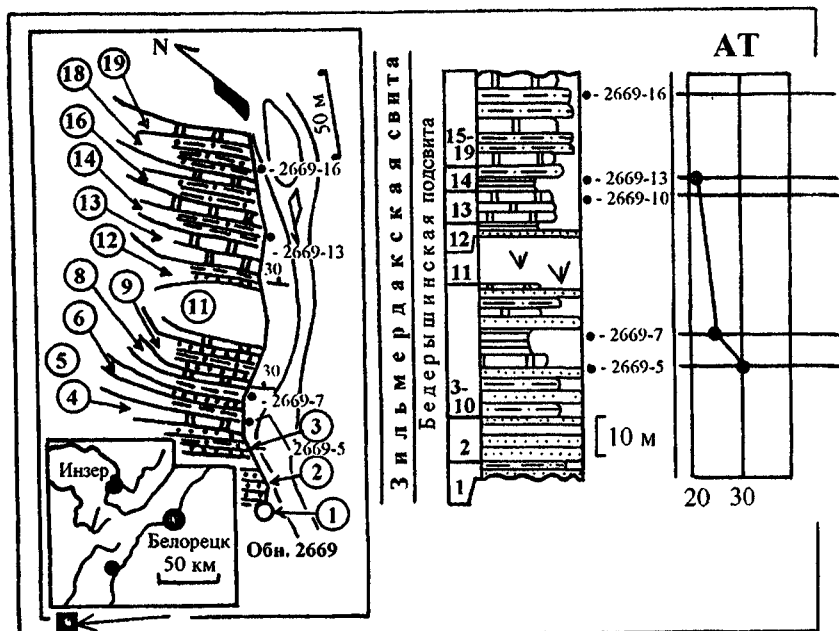


Рис. 60. Строение фрагмента разреза бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея по правому берегу р. Кужа выше бывшего поселка геологоразведчиков, положение отобранных проб гли-

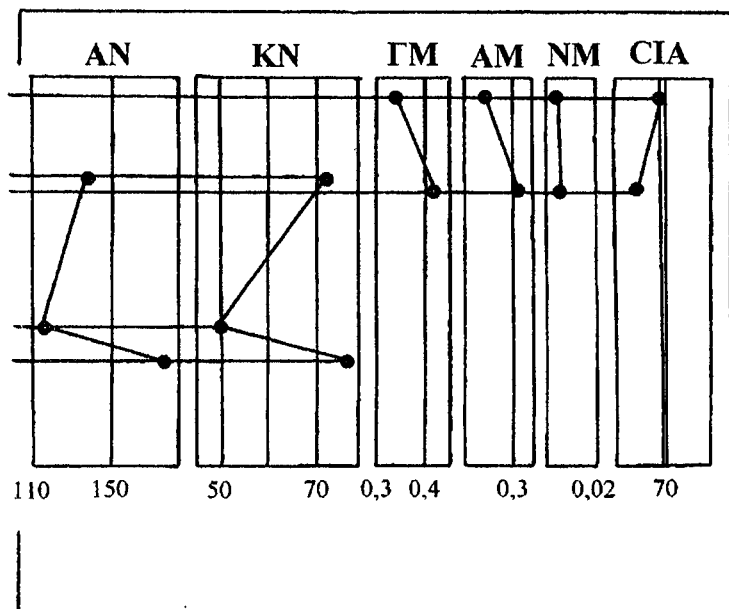
Мощность, м

8. Пачка переслаивания (суммарная мощность 8-12 м), в которой снизу вверх обнажены:

а) песчаники кварцевые и полевошпато-кварцевые средне- и крупнозернистые серые средне- и крупноплитчатые с многочисленными пластинками и тонкими прослойками вишнево- и зеленовато-серых аргиллитов 0,5

б) песчаники кварцевые серые слабо известковистые крупно- и среднезернистые с признаками градационной слоистости; в верхних частях прослоев песчаников присутствуют аргиллиты с трещинами усыхания 1 - 1,2

в) песчаники кварцевые средне- и крупнозернистые с пластинками



нистых сланцев и вариации основных петрохимических модулей (по валовым пробам и тонкой фракции глинистых сланцев, данные А.В. Маслова)

- зеленых аргиллитов 0,2
- г) песчаники кварцевые серые с вишнево-красным оттенком. В породах присутствуют многочисленные пластинки вишнево-красных аргиллитов 1,5-1,7
- д) полевошпато-кварцевые песчаники серые с тонкими и редкими прослойками глинистых сланцев 1,5
- е) алевролиты вишнево-красные тонкослоистые 1,5
- ж) песчаники кварцевые серые слоистые с редкими зернами полевого шпата слабо известковистые 1,7
- з) алевролиты и алевропесчаники тонкослоистые слабоизвестковистые с трещинами усыхания 2,5
9. Доломиты серые и голубовато-серые среднекристаллические средне- и тонкоплитчатые около 5

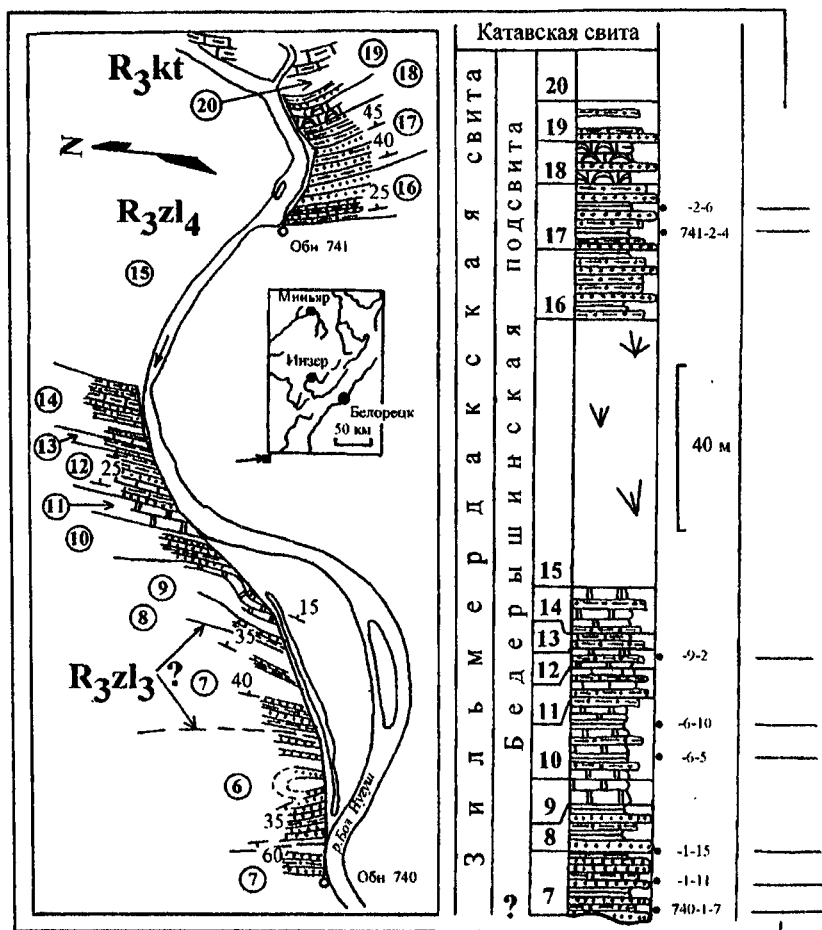
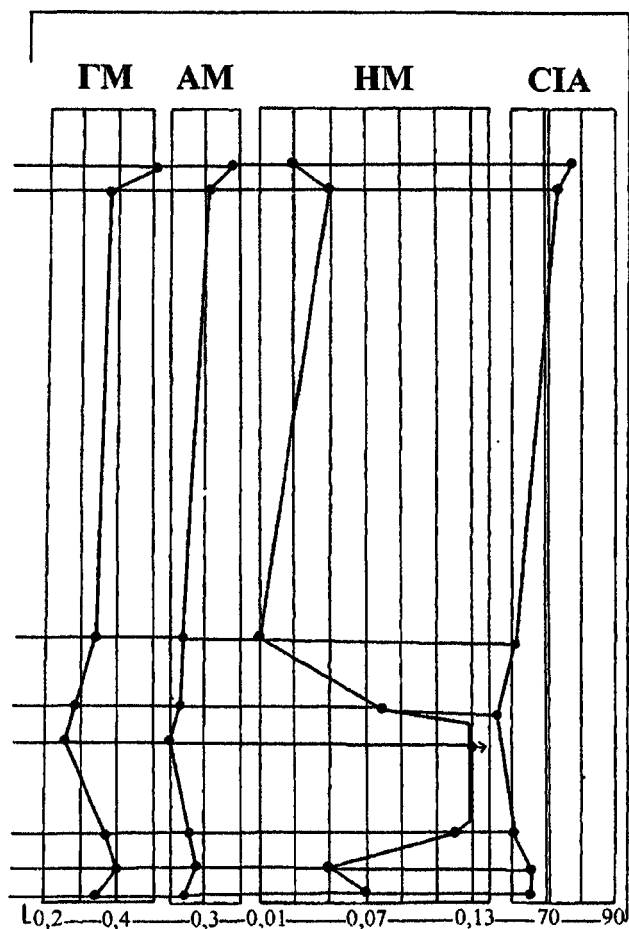


Рис. 61. План и стратиграфическая колонка отложений бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты в разрезе у б/д Бикташево (по дан-

10. Пачка переслаивания вишнево-красных алевролитов, прослоями переходящих в аргиллиты, доломитов голубовато-серых и известняков серых, крупнокристаллических (возможно, песчанистых). Здесь же отмечаются прослои вишнево-красных песчаников. На плоскостях напластования песчаников и алевролитов присутствуют знаки волновой ряби, трещины усыхания и псевдоморфозы по кристаллам галита20



ным Э.З. Гареева)

11. Пачка переслаивания алевролитов вишнево-красных и известняков (мергелей) желтовато-серых7

12. Переслаивание алевролитов вишнево-красных и голубовато-серых доломитов. Доломиты тонко- и среднеплитчатые, тонкослоистые пелитоморфные 5

13. Переслаивание вишнево-красных алевролитов и мергелей доломитизированных желтовато-серого цвета. Здесь же присутствует невыдержанный прослой барита (мощность в раздувах до 10-15 см) ... 2-3
14. Пачка чередования доломитов голубовато-серых тонкослоистых и алевролитов вишнево-красных 13
15. Закрыто около 65
16. Пачка переслаивания серых кварцевых песчаников грубослоистых, тонко- и среднеплитчатых и алевролитов серых или зеленовато-серых кварцевых. В составе пачки отмечаются также отдельные прослои зеленовато-серых песчаников полимиктового состава 19
17. Чередование зеленых тонкоплитчатых алевролитов полимиктового состава и песчаников 15
18. Известняки вишнево-красные строматолитовые; среди известняков отмечен прослой известковистых слабо ожеженных кварцевых песчаников 10-12
19. Фрагментарные коренные выходы алевролитов серых полимиктовых более 10

Выше по разрезу, после небольшого по мощности задернованного интервала (не более 10-15 м), залегают красноватые мергели и глинистые известняки катавской свиты.

В данном разрезе отобрано 7 проб, характеризующих преимущественно нижнюю часть подсвиты; значения основных петрохимических коэффициентов для них приведены в табл. 20.

Средние значения гидролизатного модуля в пробах глинистых сланцев составляют около 0.4 ед., что в целом указывает на достаточно высокую зрелость тонкого пелитового материала, поступавшего с водосборов. При прослеживании вариаций *ГМ* намечается неотчетливо выраженная тенденция к росту значений модуля снизу вверх по разрезу, при этом минимальные значения (0.26) характерны примерно для середины нижнего обнаженного интервала, а максимальные (более 0.5) – для самой верхней его части.

Изменение алюмокремниевого модуля снизу вверх по разрезу носит симбатный с *ГМ* характер.

Значения натриевого модуля имеют весьма большие пределы колебаний – от 0.01 до 0.12-0.19 ед., причем в основном они проявлены в пробах, отобранных в нижнем фрагменте разреза.

Значения индекса химического изменения в глинистых сланцах бедерышинской подсвиты в данном разрезе варьируют от 50 до 78 ед. Наблюдается тенденция постепенного увеличения *СИА* снизу вверх по разрезу, что может быть интерпретировано, на наш взгляд, как отражение процессов потепления на водосборах в рассматриваемый отрезок времени.

Катавский уровень верхнего рифея. В западных и центральных районах Башкирского мегантиклинория основная роль в разрезах катавской свиты принадлежит глинистым известнякам и мергелям, кроме того, в ряде мест (район пос. Черное Плесо, окрестности городов Миньяр, Катав-Ивановск, Юрюзань и др.) в нижней части свиты среди карбонатов присутствуют прослои красно- и/или вишнево-коричневых (шоколадных) бескарбонатных или слабоизвестковистых глинистых сланцев. Прекрасным примером разреза подобного типа является разрез вдоль ж.д. Вязовая – Катав-Ивановск по правому борту долины р. Юрюзань ниже автодорожного моста на трассе Челябинск–Уфа (рис. 62):

Мощность, м

12. Красновато-серые тонкополосчатые известняки с небольшим количеством зерен кварца алевритовой размерности	13
13. Известняки зеленовато-серые и зеленовато-коричневые с мало-мощными (2-5 см) прослоями глинистых бескарбонатных сланцев сургучно-красного цвета	48
14. Красно-коричневые тонкополосчатые тонкоплитчатые известняки	89
15. Зеленвато-серые с красноватым оттенком "струйчатые" грубоплитчатые известняки	55
16. Светло-серые мраморовидные известняки тонкоплитчатые тонкополосчатые	35

Выше по разрезу, уже в выемках вдоль автотрассы Челябинск-Уфа, наблюдаются мелкозернистые красновато-серые песчаники и алевритистые глинистые сланцы инзерской свиты.

В данном разрезе были детально опробованы красноцветные

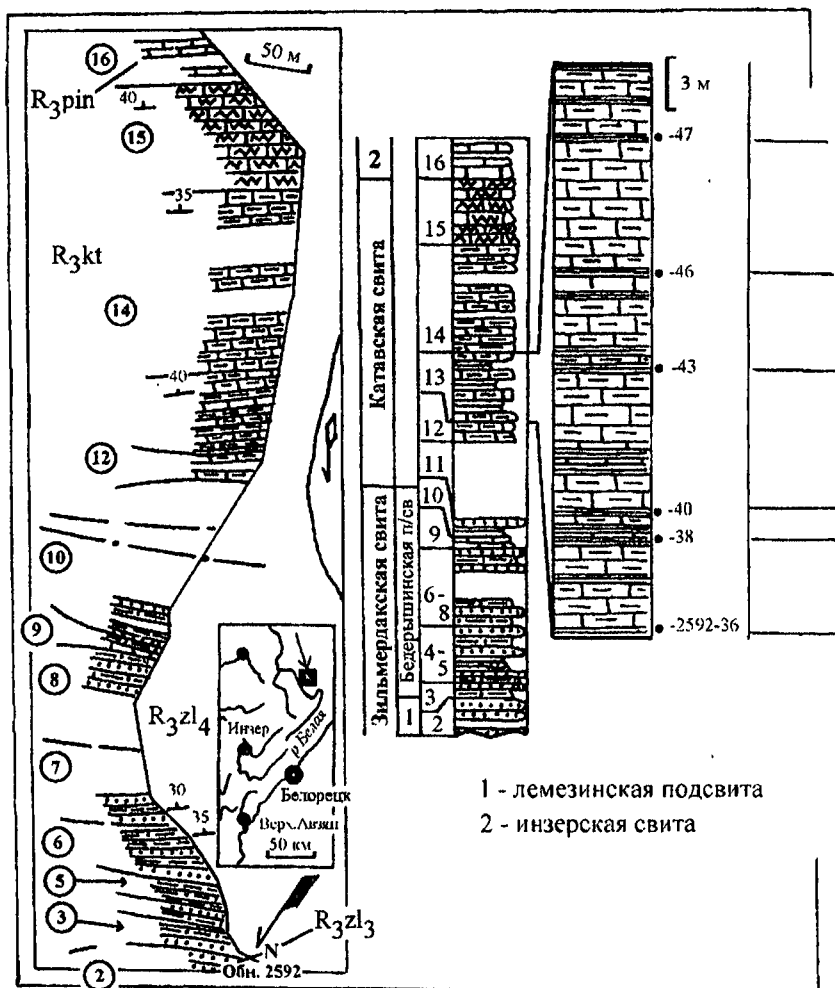
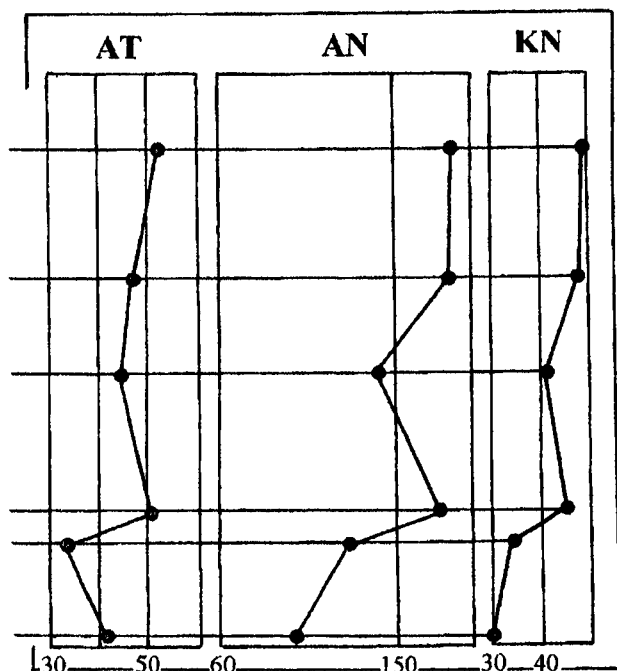


Рис. 62. Строение бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты и катавской свиты верхнего рифея в разрезе по правому борту долины р. Юрюзань севернее г. Юрюзань, положение отобранных из маломощ-



ных прослоев глинистых сланцев между красноцветных известняков проб и характер изменения параметров AT , AN и KN (по данным А.В. Маслова и Э.З. Гареева)

глинистые сланцы из слоя 13. Всего здесь отобрано 6 проб, из которых была выделена и проанализирована тонкая фракция. Химический состав ее и значения основных петрохимических коэффициентов приведены в табл. 21.

Коэффициент AT в тонкой фракции глинистых сланцев варьирует от 34 до более 50 ед.; отмечается постепенное увеличение его снизу вверх по слою 13. Высокие значения данного коэффициента указывают на существование в начале катавского времени в области сноса климата, близкого к аридному. Вместе с тем тонкая фракция глинистых сланцев характеризуется и весьма вы-

сокими значениями параметра AN , составляющими в пробах из нижней части слоя 13 более 80 ед., а в средней и верхней – существенно превышающими 150 ед. Подобные значения характерны, по принятым нами вслед за Е.П. Акульшиной граничным критериям, для тонкой алюмосиликокластики, формировавшейся при высокой интенсивности химического выветривания на суше. В то же время трудно ожидать этого в условиях преобладания аридного климата на континенте⁴⁴ и замедленного протекания большинства химических реакций. Данное противоречие требует, по всей видимости, в дальнейшем своего объяснения.

В целом же, по данным Э.З. Гареева, исходно глинистые породы катавской свиты характеризуются средними значениями $ГМ=0.48$, $АМ=0.37$ и $НМ=0.02$.

Инзерский уровень верхнего рифея представлен в восточной части Башкирского мегантиклинория исключительно терригенными породами, среди которых аргиллиты и глинистые сланцы отсутствуют [Маслов, 1988а]. На западе структуры наряду с терригенными породами существенную, а иногда и примерно равную с ними роль, играют карбонатные образования.

В центральной части мегантиклинория, в разрезах инзерской свиты т.н. инзерского типа [Маслов, 1985, 1986], преобладают пачки переслаивания алевролитов и глинистых сланцев (аргиллитов) при подчиненной роли мелкозернистых песчаников. В ряде мест (Инзерский синклиорий и др.) мощность свиты достигает 700-800 м и более. В нижней ее части существенную роль играют мелкозернистые пестро- и красноцветные алевропесчаники с маломощными прослоями глинистых известняков и плоскообломочных карбонатных брекчий, а в верхней – пакеты и пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов, тонкозернистых песчаников и, редко, плоскообломочных карбонатных брекчий. В северо-восточных районах мегантиклинория глинистые сланцы начинают преобладать. Так, если в окрестностях г. Катав-Ивановска они составляют около

⁴⁴ Это следует не только из собственно геохимических данных, но также и из общегеологических материалов [Беккер, 1976; Карта докембрийских..., 1983; Маслов, 1988а]

40-50% мощности всего разреза данного уровня, то северо-восточнее, в нижнем течении р. Сатки, их доля увеличивается уже до 85-95% [Маслов, 1988а; Маслов, Крупенин, 1991].

В первом из этих разрезов наблюдаются как нижняя, так и верхняя границы инзерской свиты (рис. 63):

Мощность, м

Катавская свита

6. Кремово-серые, зеленовато- и красновато-серые тонкоплитчатые известняки более 7-10

Инзерская свита

7. Зеленовато-серые тонкополосчатые алевроитистые глинистые сланцы; в верхней части пачки с редкими маломощными линзовидными прослоями алевроитового материала до 260

8. Серые и зеленовато-серые алевролиты тонко-, горизонтально- и иногда пологокосослоистые 54

9. Тонкое переслаивание мелкозернистых светло-серых плотных косо- и волнистослоистых песчаников с глауконитом и пестроцветных (зеленовато- и красновато-серых) глинистых сланцев 60

10. Тонкое чередование алевролитов, песчаников мелкозернистых и зеленовато-серых глинистых сланцев 47-50

11. Переслаивание светло-серых тонкослоистых песчаников с глауконитом, зеленовато-серых алевролитов и глинистых сланцев 45

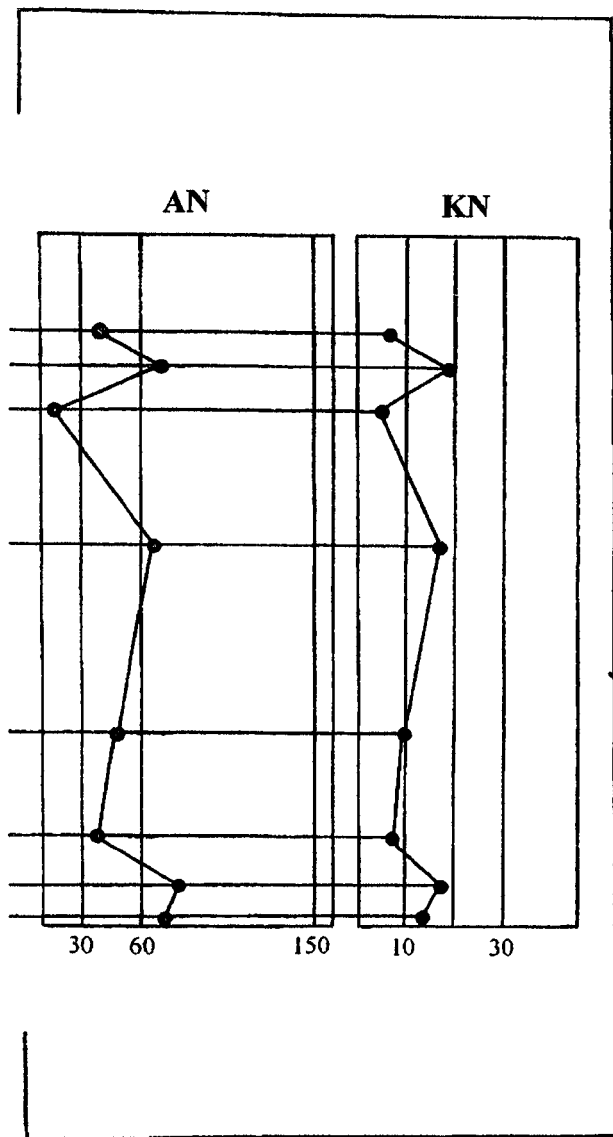
12. Тонкое переслаивание пестроцветных мелкооскольчатых аргиллитов и светло-серых тонкослоистых песчаников с глауконитом 8

13. Тонкое чередование маломощных прослоев кварцевых песчаников и пестроцветных глинистых сланцев 16

14. Тонкое переслаивание зеленовато- и коричневатых аргиллитов тонкоплитчатых и мелкооскольчатых 15

15. Переслаивание пестроцветных глинистых сланцев и тонкослоистых светло-серых алевролитов 21

16. Чередование мелкозернистых песчаников с глауконитом и пестроцветных глинистых сланцев 33



ряда петрохимических параметров в тонкой фракции глинистых сланцев
(по данным А.В. Маслова)

17. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и пестроцветных мелкооскольчатых листоватых глинистых сланцев . 32
18. Разрозненные выходы пород пачки тонкого чередования алевролитов, пестроцветных и шоколадного цвета глинистых сланцев26
19. Тонкое неравномерное переслаивание зеленовато-серых и серых алевролитов и глинистых сланцев 20

Миньярская свита

20. Тонкополосчатые известняки с маломощными прослоями плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий 10
21. Серые и розовато-серые известняки с редкими маломощными прослоями алевролитов 30

В данном разрезе отобрано 9 проб глинистых сланцев, из которых была выделена и проанализирована тонкая фракция. Химический состав ее и основные петрохимические параметры приведены в табл. 22.

Параметр AT варьирует здесь от 23-24 до 41-42 ед. Для тонкого глинистого компонента из нижней трети разреза (пробы 2585-7, 2587-9, 2587-11 и 2587-15) характерны значения AT , составляющие около 40 ед. Это предположительно указывает на аридные климатические обстановки в области сноса. В средней части разреза значения AT в тонкой фракции снижаются до 24-33 (пробы 2586-16 и 2586-27), что отражает, по всей видимости, некоторую тенденцию к гумидизации климата в области сноса. Наконец, в верхней трети разреза значения AT вновь растут и достигают величин в 39-42 ед., что, по всей вероятности, связано с новым этапом аридизации.

Зрелость поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики почти на всем протяжении инзерского времени, как это можно видеть по вариациям коэффициента AN в данном разрезе, оставалась умеренно высокой ($25 < AN < 70-75$). Какие-либо тенденции в изменении ее снизу вверх по разрезу на имеющемся у нас материале не реконструируются.

Весьма сходным с рассмотренным выше является разрез инзерской свиты, вскрытый на правом берегу р. Сатки несколько выше д. Пороги. Здесь снизу вверх описаны (рис. 64):

1. Светлые желтовато-зеленые тонкоплитчатые нитевидно-, горизонтальнослоистые аргиллиты	около 190
2. Аргиллиты с редкими маломощными (1-2 см) прослоями серых массивных алевролитов	45
3. Аргиллиты с редкими маломощными (5-7 см) прослоями известняков	6
4. Красновато-коричневые глинистые сланцы (аргиллиты) в тонком переслаивании с доломитами	10

Выше по разрезу вскрываются серые и светло-серые доломиты, принадлежащие, по всей видимости, миньярской свите. Нижняя граница свиты в данном разрезе не обнажена. Предполагаемая мощность закрытого интервала до кровли катавской свиты составляет около 100-150 м.

Нами отобрано из рассматриваемого разреза 8 проб, из которых выделена и проанализирована тонкая фракция (см. табл. 22).

По величине коэффициента AT , варьирующего от 30 до 39 ед., практически вся опробованная часть разреза представлена отложениями, формировавшимися за счет материала, поступавшего из областей сноса, где господствовал аридный климат. Каких-либо тенденций в изменении величины AT в тонкой фракции глинистых сланцев снизу вверх по разрезу не отмечается, за исключением некоторого снижения ее в пробе 2670-7, отобранной примерно в 35-40 м ниже границы инзерской и миньярской свит. Это может указывать на начало некоторой гумидизации климата в области сноса, тем более что к концу инзерского времени здесь фиксируется и рост значений параметра AN до 80-85 ед. (для нижней части описываемого разреза данный коэффициент не превышает 30-60 ед.). Возможно, это также указывает на поступление в область седиментации все более и более интенсивно переработанного процессами выветривания на континенте тонкого алюмосиликокластического материала.

В отличие от описанных выше разрезов в типовом разрезе инзерской свиты, расположенном несколько восточнее пос. Инзер

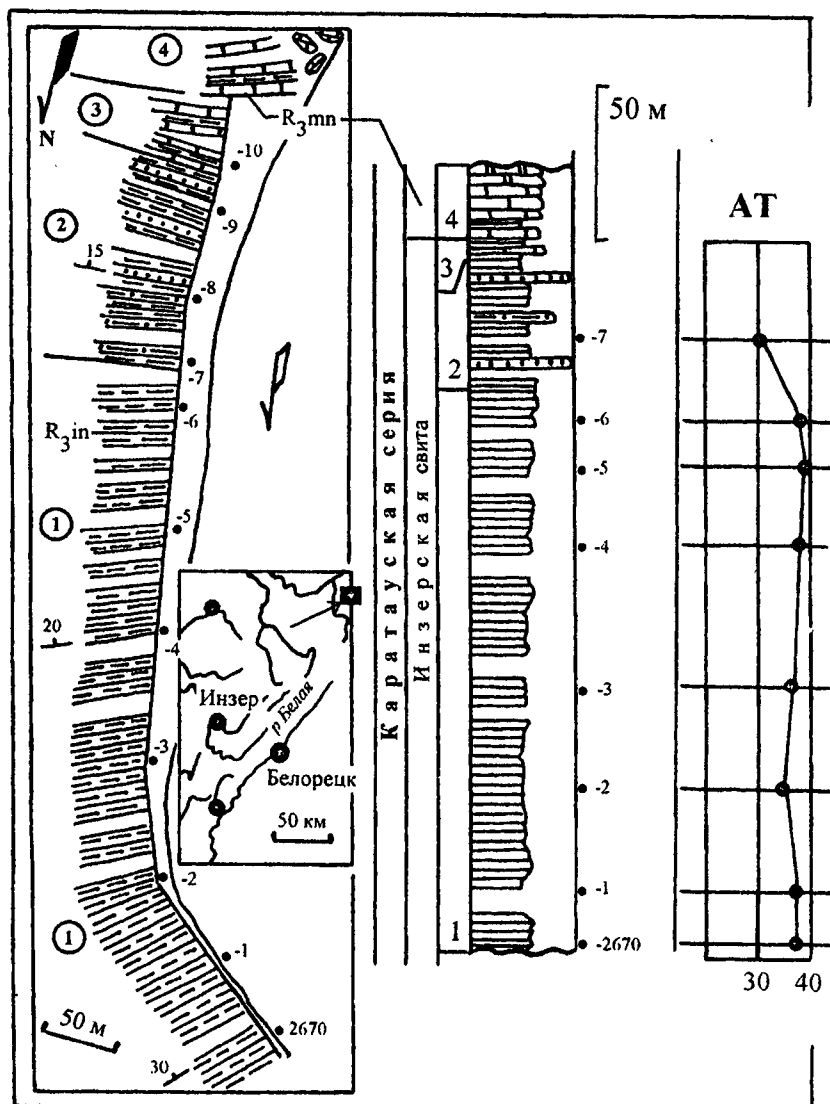
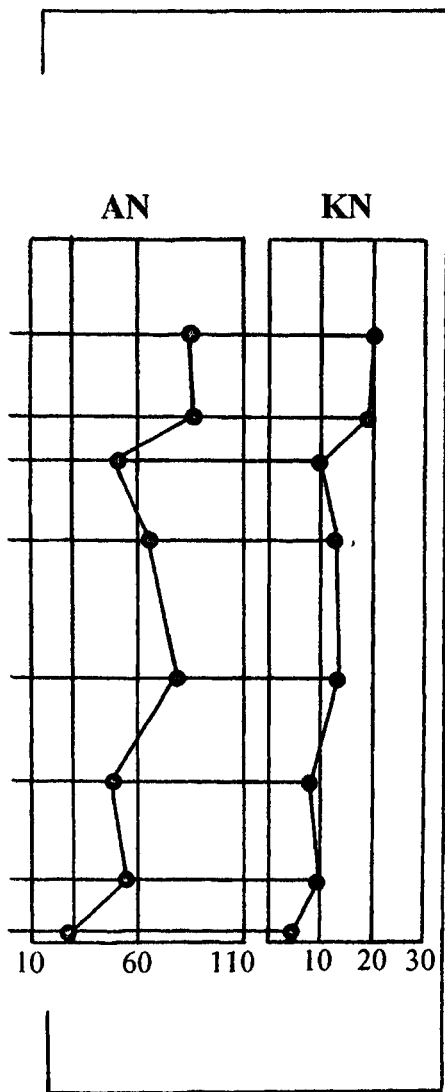


Рис. 64. Строение разреза инзерской свиты верхнего рифея по правому борту пруда в окрестностях с. Пороги, схема отбора проб и характер



вариаций петрохимических модулей в тонкой фракции глинистых сланцев
(по данным А.В. Маслова)

в районе урочища “Откоп” [Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983] вдоль автотрассы Уфа–Белорецк, в единой последовательности нельзя наблюдать ни нижнюю, ни верхнюю границы свиты, однако с учетом других известных здесь разрезов (рис. 65) строение свиты расшифровано в данном районе достаточно хорошо.

Нижняя часть инзерской свиты представлена в районе урочища “Откоп” в основном пестроцветными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, практически не содержащими прослоев глинистых сланцев. Последние появляются ближе к границе с подстилающей катавской свитой и наблюдаются в крупной придорожной выемке грейдера Реветь–Кумбино на правом берегу р. Мал. Инзер в 1.5-2 км ниже автодорожного моста на трассе Уфа–Белорецк. В средней и верхней частях разреза преобладают разнообразные пачки переслаивания алевролитов и глинистых сланцев (зелено- и пестроцветных) с подчиненными прослоями мелкозернистых глауконит-кварцевых песчаников. Таким образом, для собственно стратотипического разреза инзерской свиты информация о зрелости тонкой алюмосиликокластики и палеоклимате эпохи поступления ее в седиментационный бассейн может быть получена далеко не полная.

Строение разреза здесь следующее (рис. 66):

Мощность, м

3. Зеленовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты с редкими маломощными прослоями светло-серых крупнозернистых алевролитов	20
4. Тонкое равномерное переслаивание зеленовато-серых алевроаргиллитов и серых или зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (мощность прослоев 10-20 см)	21
5. Темные зеленовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты с редкими маломощными прослоями серых мелкозернистых песчаников	16

Породы слоев 4 и 5 прорваны дайкой габбро-диабазов (мощности слоев даны ориентировочно).

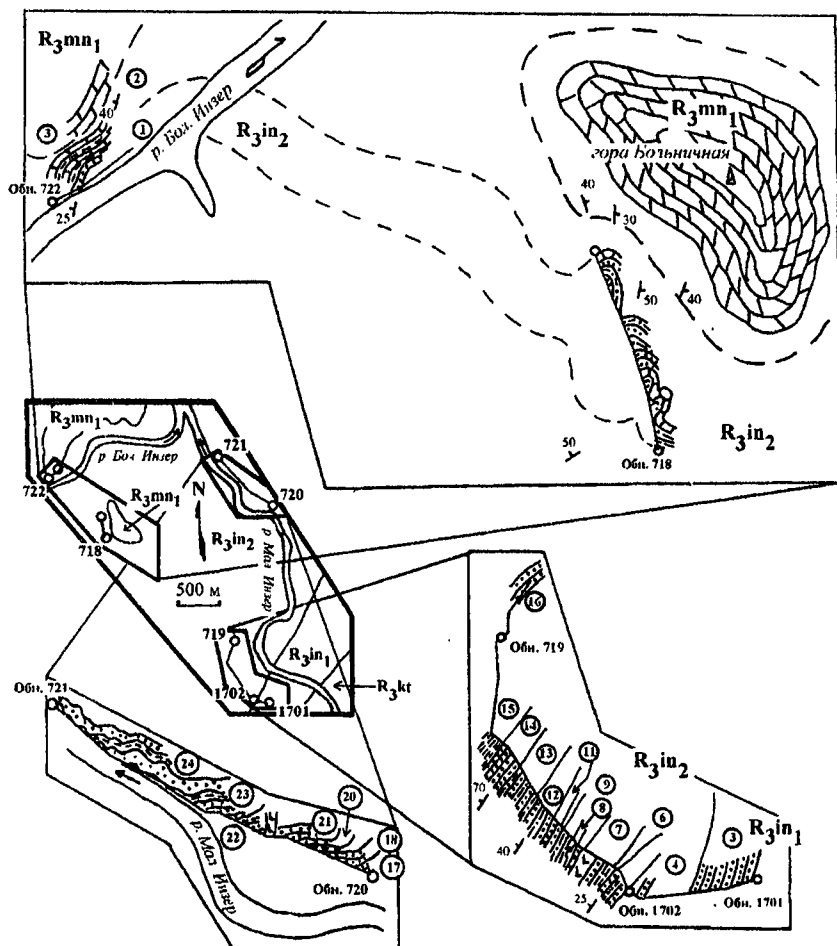


Рис. 65. Схема расположения опробованных фрагментов разрезов и отдельных обнажений инзерской свиты верхнего рифея в районе пос. Инзер (по данным Э.З. Гареева).

6. Переслаивание зеленовато-серых тонко-, горизонтальнослоистых алевроаргиллитов, крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников 16

На границе слоев 5 и 6 фиксируется еще одна дайка габбро-диабазов, имеющая мощность около 10 м.

7. Зеленовато-серые мелкозернистые среднеплитчатые песчаники	8
8. Тонкое, примерно равное чередование алевроаргиллитов, мелкозернистых песчаников и алевропесчаников с глауконитом	30
9. Тонкослоистые плитчатые крупнозернистые алевролиты зеленовато-серые	29
10. Переслаивание коричневатого-красных и зеленовато-серых тонкополосчатых алевроаргиллитов	7
11. Зеленые и зеленовато-серые тонкополосчатые алевроаргиллиты	13
12. Чередование зеленовато-серых и темных вишнево-красных горизонтальнополосчатых алевроаргиллитов	20
13. Переслаивание алевроаргиллитов (преобладают) и крупнозернистых алевролитов, прорванных несколькими маломощными дайками габбро-диабазов	42
14. Чередование темных вишнево-красных и зеленых или зеленовато-серых алевроаргиллитов	7
15. Зеленовато-серые алевроаргиллиты с единичными маломощными прослоями крупнозернистых алевролитов	более 5

Указанный разрез был опробован Э.З. Гареевым (валовые литогеохимические пробы), а из слоев с 3 по 13 А.В. Масловым отобрано 8 проб глинистых сланцев, из которых выделена и проанализирована тонкая фракция. Химический состав ее и значения параметров AT , AN и KN приведены в табл. 22; положение проб показано на рис. 66 и 67.

Значения параметра AT в тонкой фракции из этих проб изменяются от 31 до 50 ед., позволяя тем самым предполагать, что и в данном разрезе мы имеем дело с пелитовым материалом, поступавшим в область седиментации из областей сноса, располагавшихся в аридных зонах. Направленные изменения величины AT снизу вверх по разрезу свиты не наблюдаются.

По величинам коэффициента AN (составляющим от 60 до более 130 ед.) тонкий алюмосиликокластический материал может

быть классифицирован как продукт обстановок с высокой степенью химического выветривания, что вновь, как и в случае глинистых сланцев катавской свиты, порождает вопрос о возможности формирования достаточно зрелого и высокозрелого пелитового материала в аридных климатических обстановках. Нам представляется, что рассматриваемая ситуация в определенной мере близка к той, что обсуждалась ранее Н.М. Страховым [1963 и др.] – поступление в область седиментации аридного или близкого к ней типа транзитного зрелого материала из гумидных зон. Однако и такая интерпретация порождает больше вопросов, нежели ответов, т.к. первая ее трудность – это необходимость допустить существование в пределах водосборных зон рассматриваемой территории крупных речных артерий, способных транспортировать зрелый пелитовый материал из гумидных зон. Исходя из факта некоторого снижения значений AN вверх по разрезу, предполагается постепенное снижение зрелости поступавшего в область седиментации пелитового компонента.

Общее количество отобранных в разрезе “Откоп” и ряде фрагментов разреза верхней части инзерской свиты литогеохимических проб, по которым рассчитывались гидролизатный, алюмокремниевый и натриевый модули и индекс химического изменения (см. табл. 22), составляет 21 ед.

Значения гидролизатного модуля варьируют в пределах от 0.29 до 0.56. Снизу вверх по разрезу свиты наблюдается постепенное снижение величины $ГМ$ от более 0.5 до менее 0.3 ед., что, на наш взгляд, может вполне однозначно указывать на поступление в бассейн с течением времени все более зрелого в петрохимическом отношении тонкого терригенного материала. Минимальные значения $ГМ$ приходится примерно на середину разреза (интервал между пробами 130-11-7 и 720-7-3). В верхней трети разреза кривая $ГМ$ имеет сложную форму: значения модуля здесь вначале резко увеличиваются примерно от 0.3 до 0.54, а затем также резко снижаются до 0.35.

Вариации алюмокремниевого модуля имеют почти симбатный описанному выше характер. Общие рамки колебаний $АМ$ оп-

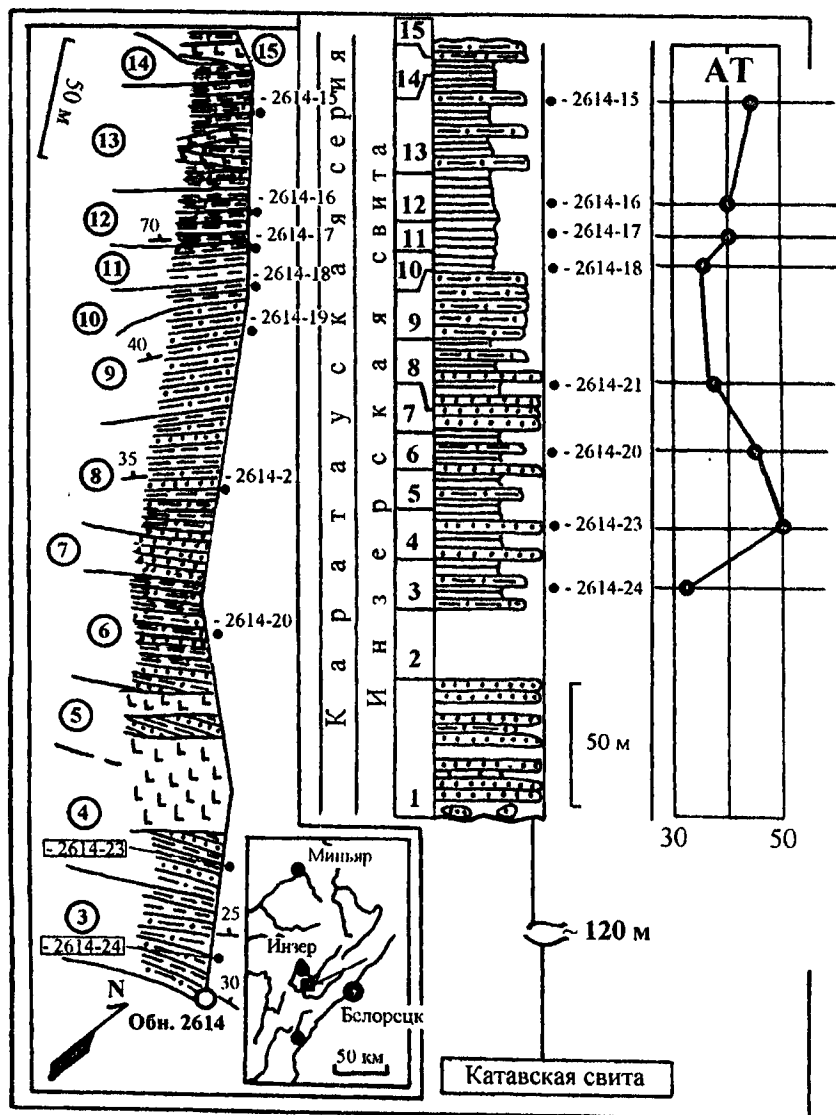
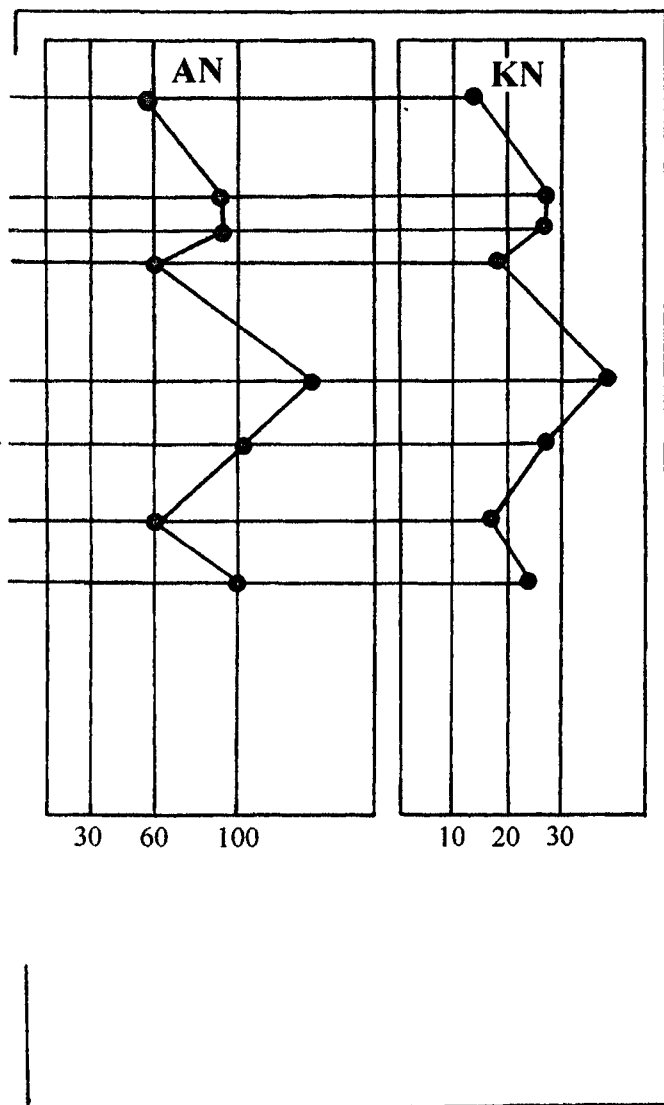


Рис. 66. Строение типового разреза инзерской свиты верхнего рифа в окрестностях пос. Инзер (район урочища "Откоп"), положение проб



и характер вариаций петрохимических модулей в тонкой фракции глинистых сланцев (по данным А.В. Маслова)

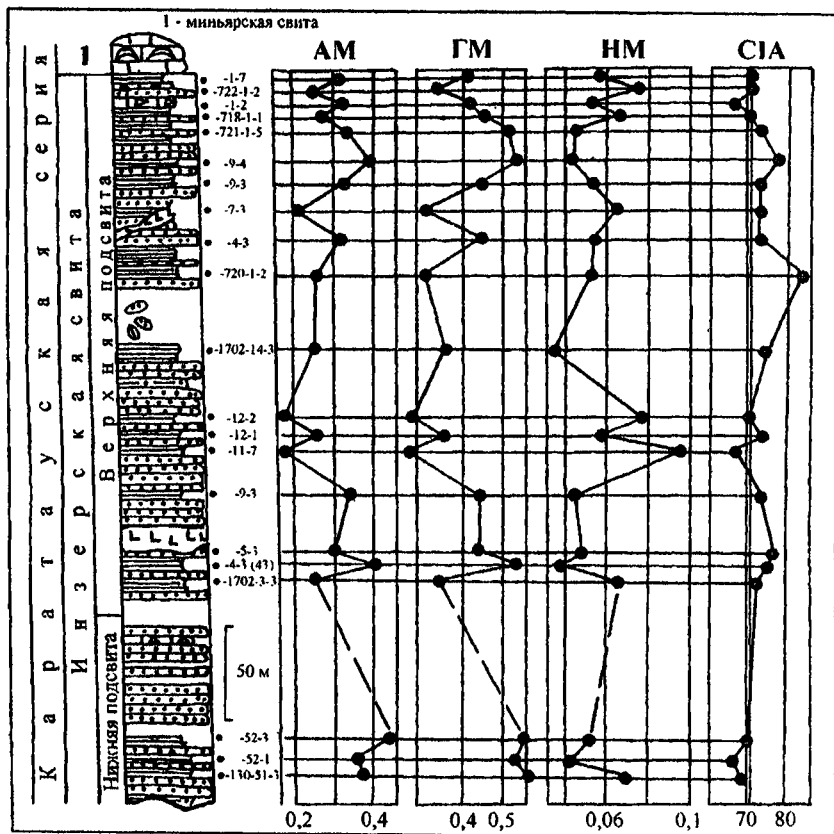


Рис. 67. Вариации петрохимических коэффициентов *АМ*, *ГМ*, *НМ* и *СИА* в глинистых сланцах стратотипического разреза инзерской свиты в районе урочища "Откоп" (окрестности пос. Инзер, по данным Э.З. Гареева)

ределяются значениями от несколько менее 0.2 до несколько более 0.4 ед.

Таким образом, во время накопления алевроито-глинисто-песчаных отложений инзерской свиты вначале наблюдалось поступление в область седиментации все более зрелого в петрохимичес-

ком отношении тонкого алюмосиликокластического материала, который потом сменился менее зрелым (менее преобразованным в части химического состава).

Значения натриевого модуля варьируют в основном в рамках 0.037 – 0.08; только в одной пробе (130-11-7) величина *НМ* является весьма высокой, достигая 0.1 ед.

Кривая вариаций индекса химического изменения имеет форму, почти зеркально противоположную форме кривых *ГМ* и *АМ* (можно отметить лишь некоторое “запаздывание” максимальных значений *СІА* относительно минимальных значений гидролизатного и алюмокремниевого модулей). В трех нижних четвертях разреза, значения *СІА* постепенно возрастают от 65-66 до 84 ед., что так же, как и характер изменения *ГМ* и *АМ*, указывает на тенденцию к постепенной гумидизации климата в областях выветривания во времени. В верхней четверти разреза инзерской свиты значения *СІА* несколько снижаются, однако в целом и здесь они только в одном случае (проба 718-1-2) опускаются несколько ниже границы составов гумидного и иных типов климата.

Высокая плотность отбора литогеохимических проб по данному разрезу позволяет нам использовать его и как своеобразный полигон для апробации ряда новых методических приемов оценки обстановок выветривания.

В ряде работ последних лет, посвященных реконструкции особенностей формирования современных донных осадков оз. Байкал [Прокопенко и др., 1993; Гвоздков, 1998; и др.], показано, что объем речного стока косвенно может быть оценен по характеру вариаций кривой содержания TiO_2 , так как титан переносится в основном в суспензиях и консервативен в процессах диагенеза; соответственно, чем выше содержания двуокиси титана на каких-то уровнях разреза – тем, по всей видимости, большее количество терригенного материала поступало с речными взвесями в бассейн, и, следовательно, общий объем стока, взаимосвязанный с количеством выпадавших над водосборами осадков, был больше. Увеличение стока также связано с увеличением интенсивности размыва в областях питания. По данным А.А. Прокопенко и др., особенности рас-

пределения натрия и калия в осадках могут быть также использованы для реконструкции периодов физического или химического выветривания. Так как на начальных этапах выветривания натрий удаляется из продуктов выветривания примерно в 3 раза быстрее, чем калий, то близость характера распределения окислов натрия и калия в разрезах будет в той или иной мере свидетельствовать о преобладании механической эрозии на водосборах над процессами химического разложения материала, и наоборот. Натриевый модуль также позволяет достаточно корректно оценить интенсивность денудационных процессов на водосборах [Гвоздков, 1998]. На примере современных донных осадков оз. Байкал А.Н. Гвоздковым также показано, что одним из надежных показателей темпов седиментации является марганцевый модуль ($MM=MnO/Fe_2O_3$).

В разрезе инзерской свиты в окрестностях пос. Инзер титановый модуль ($TM=TiO_2/Al_2O_3$) характеризуется в целом незначительными вариациями (рис. 68); его среднее значение составляет около 0.05-0.055 ед. Только в самой верхней части разреза (проба 722-1-2) величина TM падает до 0.015, что может отражать резкое уменьшение объема речного стока в бассейн к концу инзерского времени. Интересно отметить и наличие двух неотчетливо выраженных циклов изменения TM в разрезе свиты (первый фиксируется для интервала опробования 130-51-3 – 1702-12-1 (?); второй – 1702-12-2 – 720-9-4). Начало и средние части циклов характеризуются значениями TM , составляющими примерно 0.05-0.06, тогда как для конца циклов типичны величины TM на уровне 0.04-0.043 ед. По содержанию TiO_2 в глинистых сланцах инзерской свиты первый из указанных циклов выражен также достаточно хорошо. Резко выражен и минимум содержания двуокиси титана в самой верхней части разреза. Нам представляется, что указанные циклы могут отражать динамику вариаций речного стока в инзерское время. Примерно совпадают с указанными циклами и два цикла вариаций HM .

Относительное соответствие форм кривых распределения в глинистых сланцах из разреза инзерской свиты у урочища “Откоп” содержаний натрия и калия позволяет предполагать, с учетом вы-

водов А.А. Прокопенко с соавторами [1993], преобладание процессов механической денудации над химической. Если исходить из всего комплекса геохимических материалов для инзерской свиты, свидетельствующих о преобладании во время накопления рассматриваемых образований климата, близкого к аридному, то указанные данные находятся в хорошем с ними соответствии.

По вариациям марганцевого модуля в разрезе свиты можно видеть два пика падения темпов седиментации, но если второй из них находит отражение и в вариациях *ТМ*, то первый нет.

Для более точной реконструкции характера поступавшей в бассейн осадконакопления на границе инзерского и миньярского времени тонкой пелитовой взвеси и параметров палеоклимата нами были опробованы фрагменты разрезов инзерской и миньярской свит по левому берегу р. Бол. Нугуш ниже устья р. Бол. Кудашка (на широте высоты с отн. 518.6 м) и в карьере над ж.д. станцией Бьянка (окрестности г. Миньяра), в которых можно непосредственно видеть границу указанных подразделений или наблюдать сближенные выходы пород.

В первом из указанных разрезов в скалах и обрывах высотой до 10-15 м с востока на запад в перевернутом залегании обнажены (рис. 69):

Мощность, м

1. Чередование темных красно-коричневых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников табачного или зеленовато-серого цвета ...	4
2. Переслаивание красновато-коричневых глинистых сланцев и песчаников серого цвета мелкозернистых	10
3. Примерно равное чередование мелкозернистых песчаников и алевролитистых глинистых сланцев зеленовато-серого цвета	2,8
4. Пестроцветные алевролитистые глинистые сланцы с линзами светлых зеленовато-серых известняков	0,6
5. Зеленовато-серые глинистые сланцы с редкими прослоями красновато-серых сланцев и мелкозернистых алевропесчаников	9
6. Тонкое чередование зеленовато-серых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников	3,8

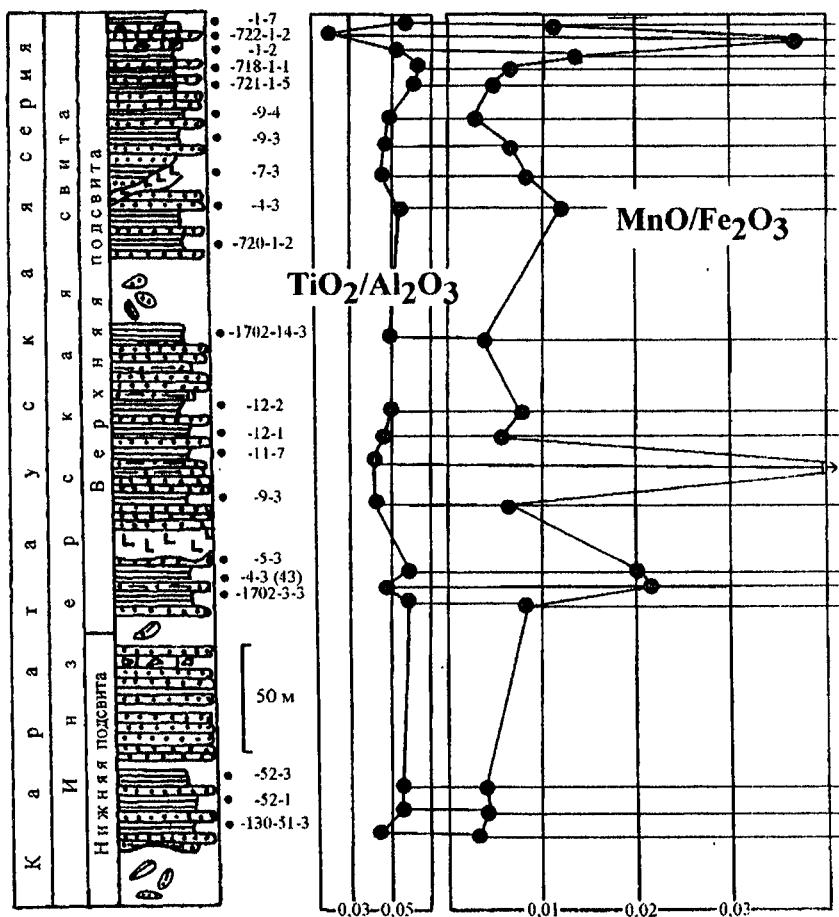
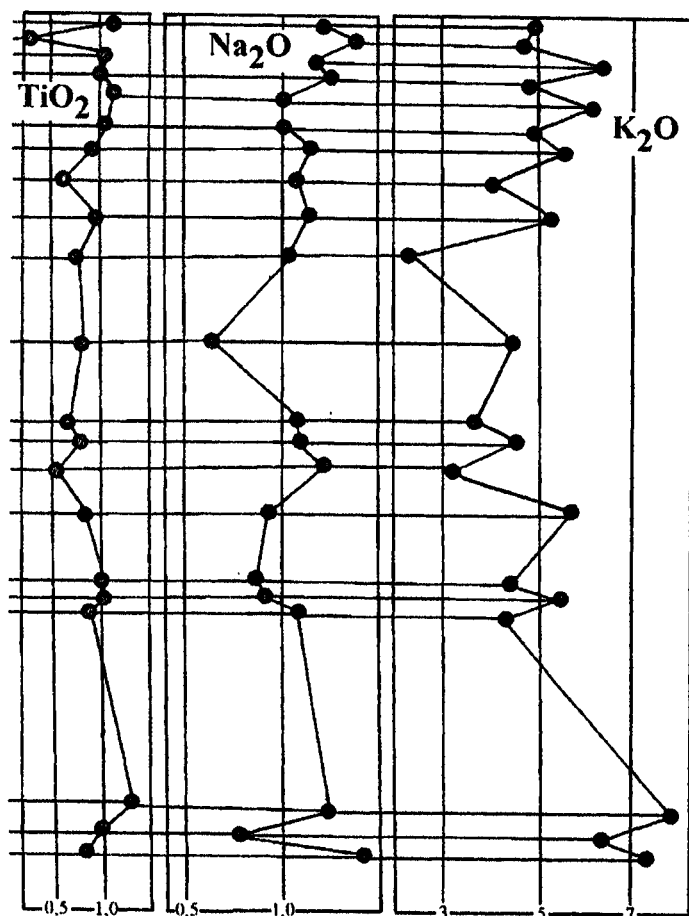


Рис. 68. Вариации петрохимических коэффициентов TiO_2/Al_2O_3 и MnO/Fe_2O_3 и содержаний TiO_2 , Na_2O и K_2O в глинистых сланцах из стратотипического разреза инзерской свиты верхнего рифея в районе урочища

7. Переслаивание относительно мощных прослоев зеленовато-серых глинистых сланцев и тонко-, горизонтальнослоистых мелкозернистых песчаников 3,5

8. Чередование зеленовато-серых глинистых сланцев и тонко-, горизонтальнослоистых мелкозернистых песчаников 9,2



“Откоп” (окрестности пос. Инзер, петрохимические материалы Гареева)

Э.3.

-
9. Темно-красные (бордовые) глинистые сланцы с редкими прослоями мелкозернистых алевропесчаников 10
10. Переслаивание мелкозернистых тонко-, горизонтальнослоистых песчаников и пестроцветных глинистых сланцев 10
11. Закрето 33

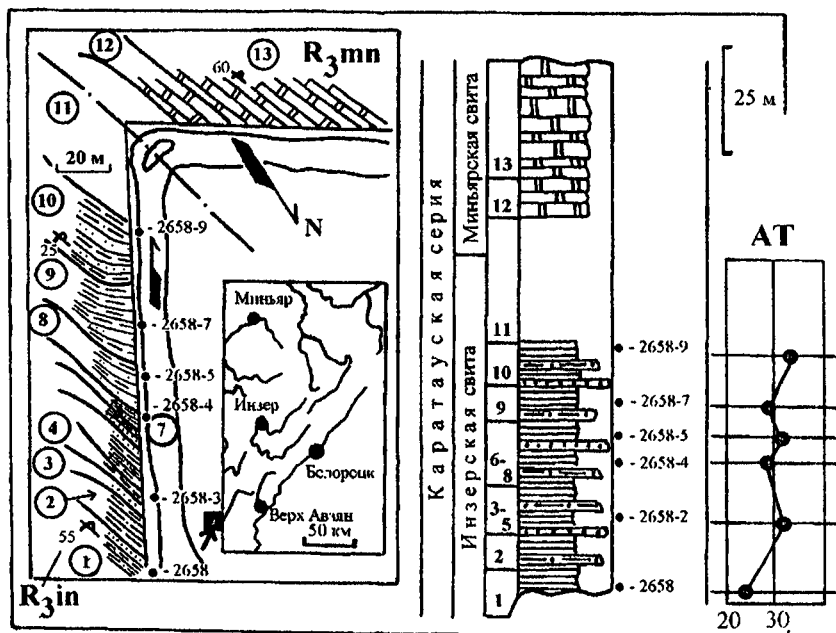


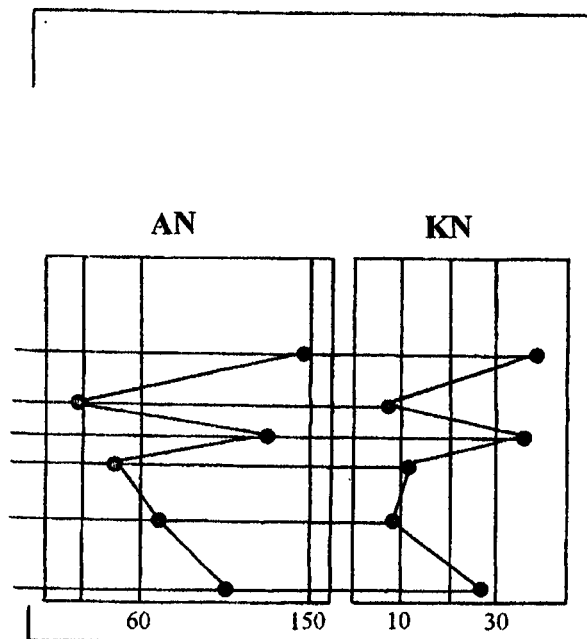
Рис. 69. Строение разреза верхней части инзерской свиты верхнего рифея по левому берегу р. Бол. Нугуш ниже устья р. Бол. Кудашка, схема/

Выше по разрезу обнажены породы миньярской свиты:

12. Светло-серые комковатые неслоистые доломиты 7-10
 13. Средне- и тонкоплитчатые светло-серые доломиты..... более 30-35

Мощность закрытого интервала между миньярской и инзерской свитами составляет здесь несколько более 30 м. Ниже него вскрыты пакеты и пачки переслаивания алевролитов, песчаников и глинистых сланцев общей мощностью около 65-70 м, из которых отобрано и проанализировано 6 проб (см. табл. 22).

Величина параметра АТ составляет в тонкой фракции глинистых сланцев данного разреза в среднем около 30 ед. Примечательно,



отбора проб и характер вариаций значений основных петрохимических модулей – AT , AN и KN (данные А.В. Маслова)

что вверх по разрезу значения AT растут примерно от 23 до 32-33 ед., подчеркивая тем самым, по всей видимости, существование в конце инзерского времени в области сноса семиаридного климата и тенденцию к нарастанию аридности в конце инзерского времени.

Зрелость пелитового компонента, определяемая по параметру AN , испытывает в рассматриваемом разрезе значительные колебания. Разброс величин AN составляет от 28-29 до 148-150 ед.

В описанных выше разрезах инзерской свиты мы нигде не имеем подобного поведения параметра AN , однако в них практически нигде и не опробовался интервал, непосредственно прилежащий к границе с миньярской свитой. То, что такие вариации достаточно типичны для самой верхней части инзерской свиты, демонстрируют и материалы изучения разреза над ж.д. станцией Бьянка.

Здесь вдоль въезда в щебеночный карьер и в самом карьере наблюдаются (рис. 70):

Мощность, м

Инзерская свита

1. Тонкоплитчатые зеленовато-серые глинистые сланцы	около 2,7
2. Пачка тонкого чередования зеленоцветных аргиллитов и тонкозернистых песчаников	3
3. Известняки с маломощными прослоями глинистых сланцев ...	0,5
4. Пачка неравномерного пологолинзовидного чередования глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников, среди которых наблюдаются крупные линзовидные постройки строматолитов	20
5. Строматолитовые известняки	4,5
6. Тонкое неравномерное переслаивание аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников	6
7.-14. Пакеты и микропачки переслаивания аргиллитов, алевролитов, известняков и их строматолитовых разностей	10,3

Миньярская свита⁴⁵

15. Серые со слабым зеленоватым оттенком известняки	8
16. Известняки с маломощными прослоями аргиллитов	более 3

Выше в карьере наблюдается значительный по мощности интервал карбонатных отложений миньярского уровня.

Вскрытые в данном разрезе отложения инзерской свиты имеют мощность около 50 м. Из этого интервала отобрано 10 проб глинистых сланцев, из которых была выделена и проанализирована тонкая фракция (см. табл. 22).

Рассматриваемый интервал по величине параметра AT в тон-

⁴⁵Граница между инзерской и миньярской свитами проведена в данном разрезе по подошве первого мощного пласта доломитов (слой 15), начинающего собой монотонную карбонатную последовательность.

кой фракции может быть разделен на 2 части. Для нижних примерно 40 м разреза характерны значения AT , варьирующие в пределах 30 ± 3 ед. (пробы 2677, 2677-1, 2677-5, 2677-10, 2677-11, 2677-17), что предполагает формирование исходной тонкой алюмосиликокластики в аридных и семиаридных обстановках. Для самого верхнего 10-метрового интервала инзерской свиты наблюдаются существенный рост разброса значений параметра AT и их увеличение примерно от 30 до 50-51 ед. Вероятно, это обусловлено заметной аридизацией климата в самом конце инзерского времени.

Исходя из существенного разброса значений параметра AN в самой верхней части разреза (от менее 30 до более 150 ед.) можно предполагать и заметные вариации зрелости поступавшей в бассейн осадконакопления в конце инзерского времени тонкой алюмосиликокластики. Рассматривая изменения параметра AN снизу вверх по данному 50-метровому интервалу, следует указать на некоторое общее снижение интенсивности химического выветривания, хотя данная тенденция и не выходит за пределы области высоких значений параметра AN (60-150 ед.). Сходным образом ведет себя и параметр KN .

Миньярский уровень каратавия складывается в основном карбонатными породами; глинистые сланцы и аргиллиты встречаются среди них в виде редких маломощных, часто не выдержанных по простиранию, прослоев. Одним из примеров этого является разрез по северному борту Юрюзанского городского пруда вдоль ж.д. Вязовая – Катав-Ивановск, где глинистые сланцы присутствуют в виде нескольких прослоев мощностью не более 10-15 см среди хемогенных и строматолитовых доломитов. Разрез здесь имеет следующий вид (рис. 71)⁴⁶:

Мощность, м

10. Серые мелкокристаллические известняки с тонкой полосчатостью и прослоями плоскообломочных брекчий..... 52
11. Темно-серые горизонтально- и (прослоями) пологоволнистос-

⁴⁶ Описание разреза дано в сокращенном виде.

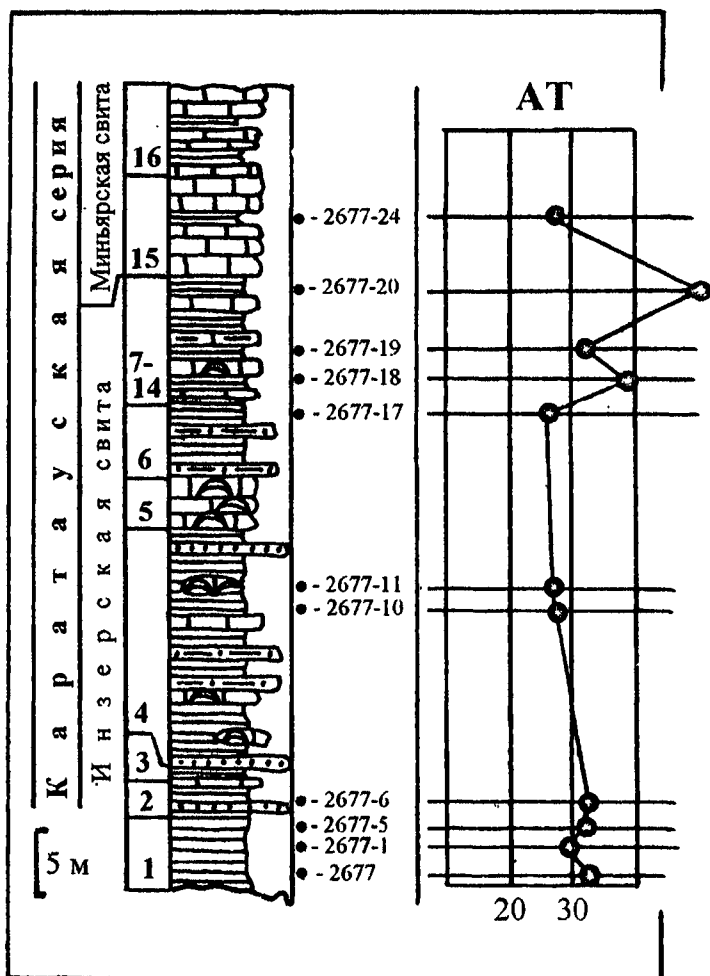
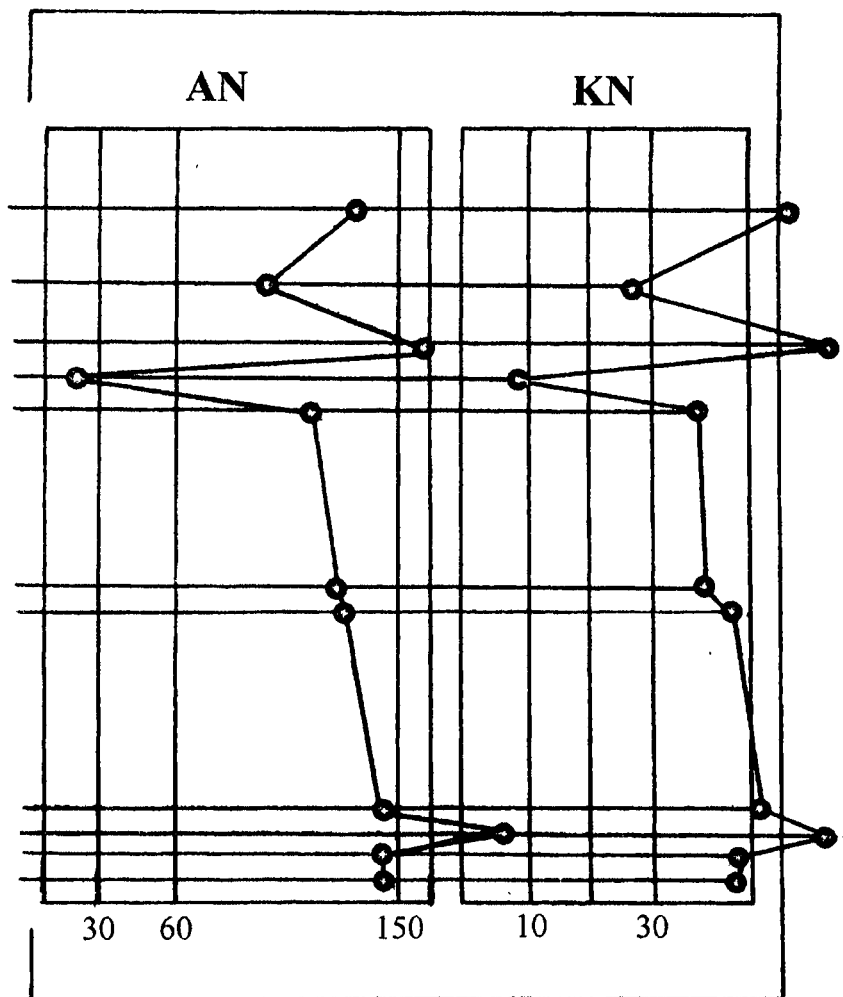


Рис. 70. Вариации модулей *АТ*, *АН* и *КН* в глинистых сланцах из верхней части инзерской и низов миньярской свит верхнего рифея. Разрез



в щебеночном карьере ст. Бьянка (окрестности г. Миньяр)

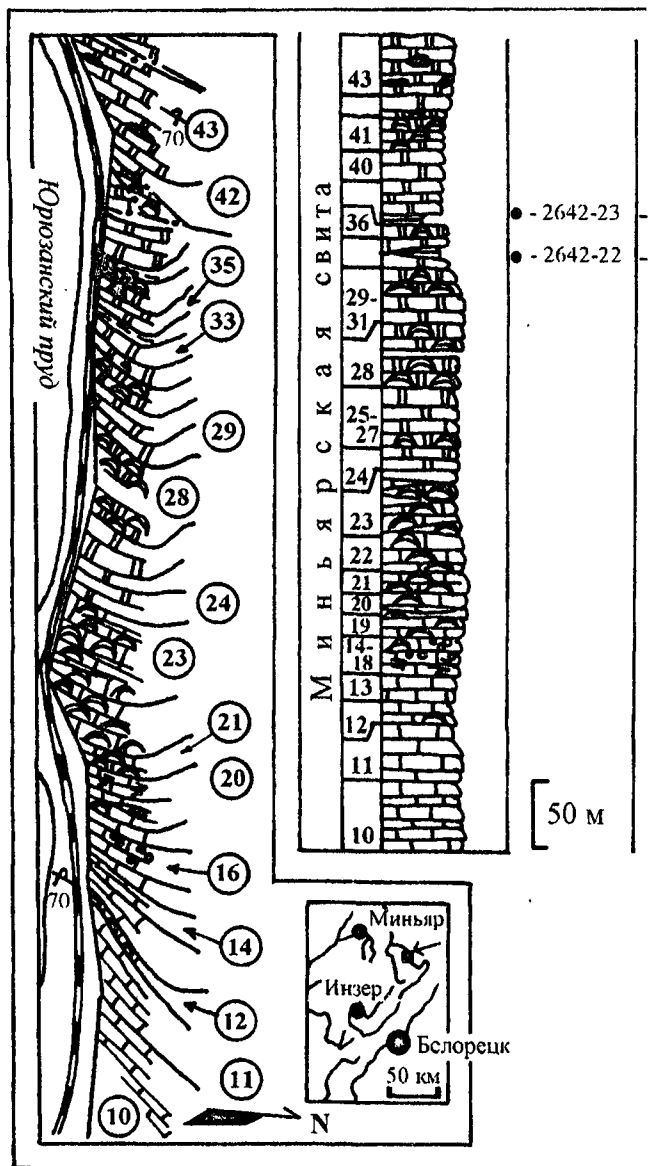
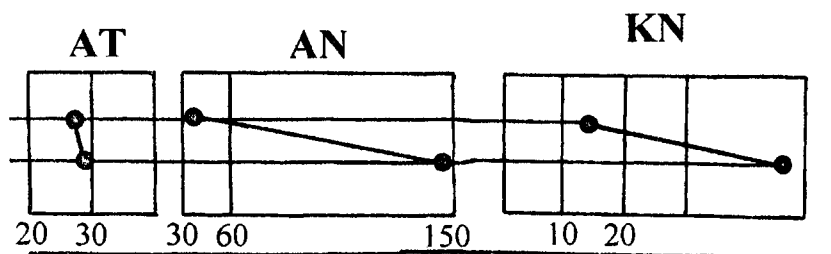


Рис. 71. Вариации значений петрохимических модулей AT , AN и KN в тонкой фракции глинистых сланцев из разреза миньярской свиты верх-



него рифея по северо-восточному берегу Юрюзанского городского пруда (по данным А.В. Маслова)

лоистые известняки с трещинами усыхания	42
12. Темно-серые, почти черные, известняки со строматолитами.....	1,6
13. Темно-серые тонко-, горизонтальнополосчатые известняки	23
14. Тонкополосчатые черные трещиноватые известняки	5,5
15. Среднеплитчатые неясно-, горизонтальнополосчатые известняки	4
16. Серые микрофитолитовые известняки	13
17. Чередование строматолитовых прослоев и массивных хемогенных известняков	2,3
18. Микрофитолитовые известняки	около 1
19. Линзовидное чередование биогермов строматолитовых известняков и тонкоплитчатых тонкополосчатых известняков	15
20. Тонко-, горизонтальнополосчатые и/или узорчатые известняки	17
21. Строматолитовые известняки	9
22, 23. Узорчатые и строматолитовые известняки	68
24. Среднеплитчатые неяснослоистые серые доломиты	14
25, 26. Темно-серые узорчатые известняки, в верхней части которых присутствуют строматолитовые разности	5,5
27-29. Тонкоплитчатые хемогенные и строматолитовые доломиты	

ты	87
30. Грубоплитчатые неясно-, горизонтальнополосчатые доломиты	11
31, 32. Серые и темно-серые среднеплитчатые тонкополосчатые доломиты с редкими прослоями строматолитовых разностей и ПОБр	23
33. Грубоплитчатые неясно-, горизонтальнополосчатые серые доломиты	10
34. Глинистые сланцы голубовато-серые с редкими маломощными прослоями алевролитов	0,2
35. Темно-серые неясно-, горизонтальнополосчатые доломиты	7
36. Строматолитовые доломиты	13
37. Темно-серые глинистые мелкооскольчатые сланцы	1,7
38. Строматолитовые доломиты	23
39-40. Светло- и темно-серые тонко-, горизонтально- и волнистополосчатые доломиты	25
41-42. Темно-серые строматолитовые доломиты	31
43. Серые тонкополосчатые среднеплитчатые доломиты с линзами и прослоями кремней	более 55

Из данного разреза в слоях 34 и 37 отобраны 2 пробы глинистых сланцев (табл. 23). Значения коэффициента AT в тонкой фракции этих проб составляют около 30 ед., что предположительно указывает на поступление в область седиментации материала из зон аридного или семиаридного климата.

Для **укского уровня** мы не располагаем послойно опробованными разрезами. Исходя из общих данных, исходно глинистые образования рассматриваемого уровня каратавия имеют разброс значений гидролизатного модуля в пределах 0.19-0.42 ($ГМ_{cp}=0.3$), алюмокремниевое - от 0.14 до 0.26 ($АМ_{cp}=0.22$) и натриевого - от 0.01 до 0.34 ($НМ_{cp}=0.11$).

5.3.4. Венд

Имеющиеся в нашем распоряжении петрохимические материалы недостаточны для исчерпывающей характеристики исходно глинистых пород вендских отложений Башкирского мегантикли-

нория, так как собраны в большинстве своем не из непрерывных разрезов, а по серии относительно крупных, но все же фрагментов разрезов тех или иных литостратиграфических подразделений. Только для разрезов верхнего венда по рекам Басу и Мендым такой материал есть, и мы попытаемся ниже его интерпретировать.

Значения основных петрохимических параметров аргиллитов и глинистых сланцев **бакеевской свиты** из фрагментов разрезов в бассейне р. Зилим и у г. Юрюзань приведены в табл. 24. Исходно глинистые породы данного уровня имеют достаточно высокие средние значения гидролизатного модуля (0.39), тогда как средняя величина алюмокремниевого модуля в них составляет 0.25, при вариациях от 0.17 до 0.34 ед. Значения *НМ* варьируют от 0.03 до 0.08, а средняя его величина составляет 0.05.

Для глинистых сланцев **урюкской свиты** средние значения параметров *ГМ*, *АМ* и *НМ* составляют соответственно 0.35 (0.15-0.46)⁴⁷, 0.24 (0.11-0.38) и 0.07 (0.03-0.21) (табл. 25).

Глинистые сланцы **басинской свиты** имеют, по сравнению с приведенными выше данными, более высокие значения основных петрохимических параметров (табл. 26).

Э.З. Гареевым опробованы два разреза данного уровня. В первом из них, разрезе по р. Басу, отобрано 10 литогеохимических проб, во втором - разрезе по р. Мендым - 17.

Разрез басинской свиты по р. Басу ниже д. Кулмас имеет следующий вид (рис. 72):

Мощность, м

1. Алевриты тонкослоистые зеленовато-серые полимиктовые	более 10
2. Закрито	около 60
3. Пачка тонкого (от $n \times 1$ мм до $n \times 10$ мм) переслаивания песчаников и алевритов полимиктового состава	30
4. Закрито	около 20
5. Аргиллиты тонкослоистые тонкоплитчатые и листоватые	

⁴⁷ В скобках указаны пределы колебаний соответствующих значений модулей.

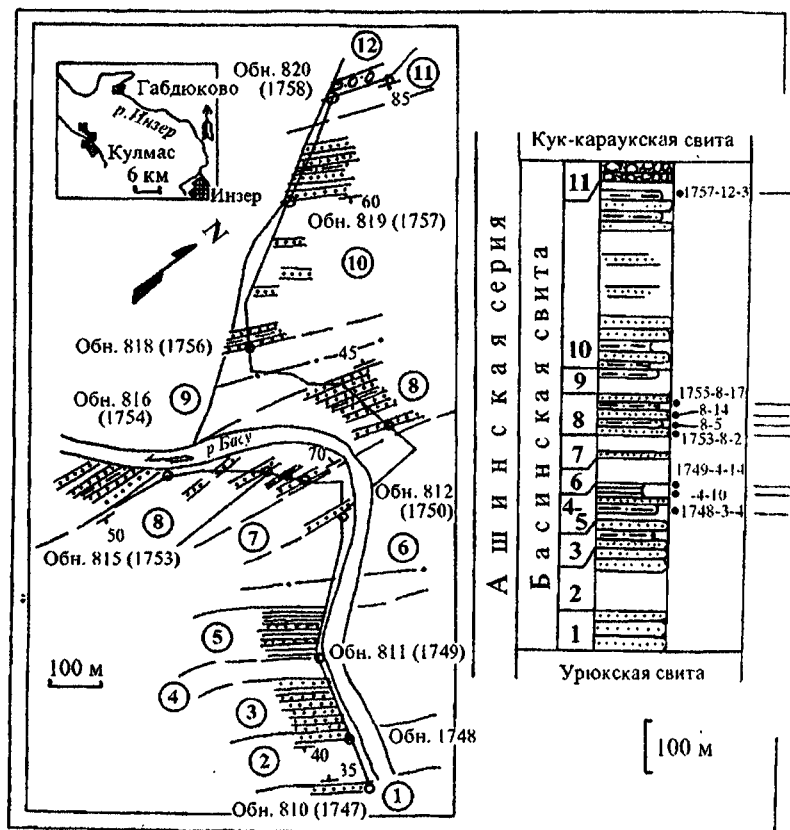
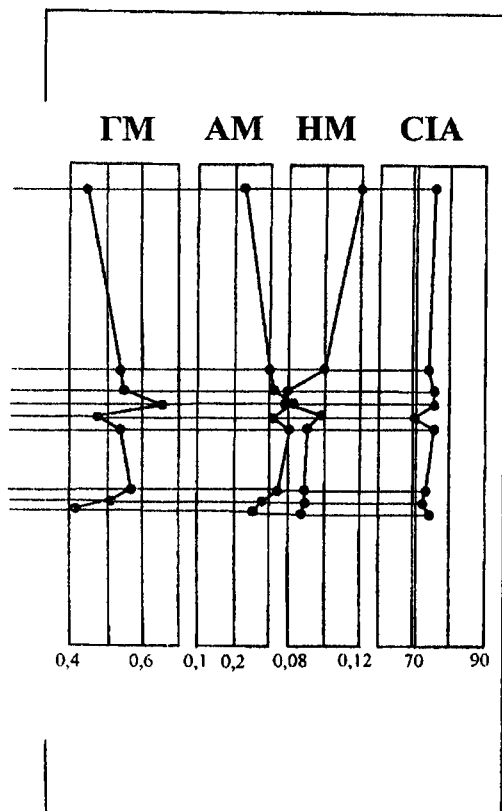


Рис. 72. План и стратиграфическая колонка отложений басинской свиты по р. Басу у пос. Кулмас (составил Э.З. Гареев с учетом материалов

- красного и зеленого цвета до 35
6. Закрыто более 40
7. Фрагментарные коренные выходы среднеплитчатых песчаников полимиктовых, мелко- и среднезернистых, зеленовато-серых слюдистых около 90
8. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые средние и грубоплитчатые с прослоями алевролитов, в том числе известковистых до 100
9. Закрыто около 20



Н.И. Балтагировой)

10. Фрагментарные коренные выходы чередующихся между собой мелко- и среднезернистых серых полимиктовых среднеплитчатых (1-5, реже 10-20 см) песчаников и алевролитов около 370
 11. Закрито около 50
 12. Песчаники и конгломераты куккараукской свиты более 50

В данном разрезе пробами охарактеризована преимущественно средняя часть басинской свиты.

Средние значения гидролизатного модуля составляют около

0.55, величины $ГМ$ в частных пробах колеблются от 0.41 до 0.66, что может указывать на недостаточно существенную проработку кластики на палеоводосборах, но в данном конкретном случае скорее всего отражает реализованную в венде на западном склоне Южного Урала тенденцию к усилению тектонических процессов и резкому увеличению сноса обломочного материала, что способствовало формированию незрелых в петрографическом и петрохимическом отношении отложений. Какая-либо определенная тенденция в изменении данного модуля снизу вверх по разрезу не просматривается, однако, исходя из имеющихся данных, можно предполагать некоторое повышение значений $ГМ$ в средней части разреза басинской свиты (проба 1753-8-5).

Симбатно описанному ведет себя и алюмокремниевый модуль.

Значения натриевого модуля варьируют в основном в пределах 0.08-0.1 ед. и не обнаруживают снизу вверх по разрезу отчетливо выраженных роста или снижения. Только в пробе 1757-12-3 из верхней части разреза величина $НМ$ несколько выше.

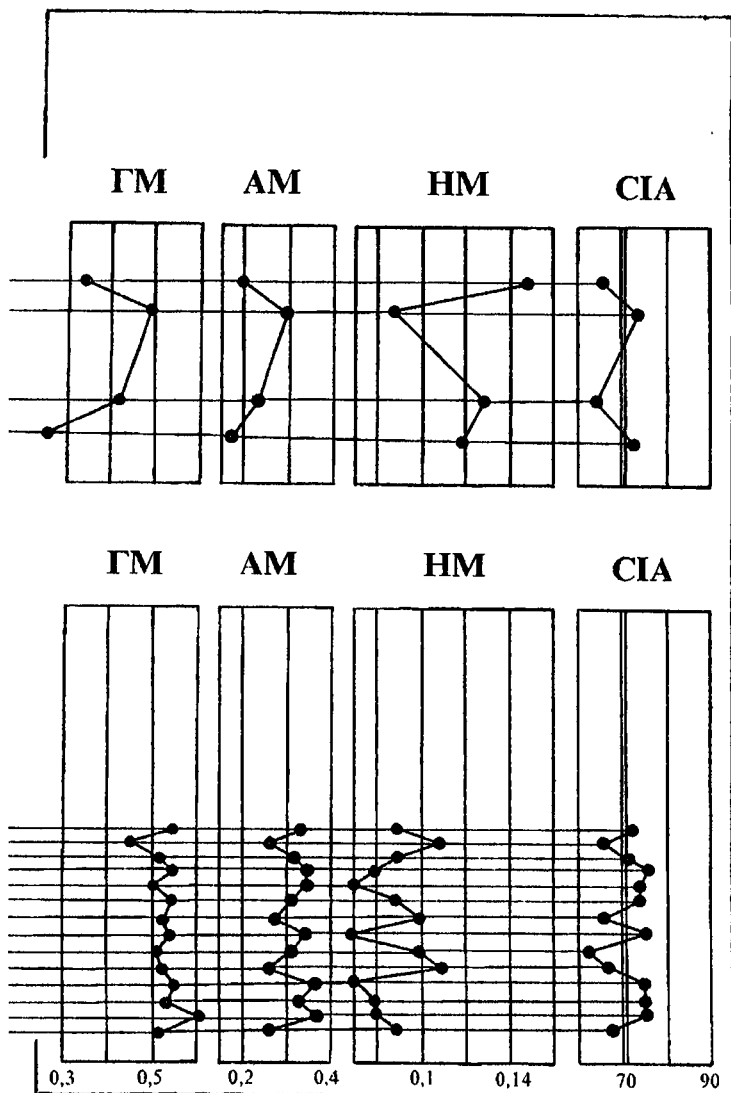
Индекс химического изменения во всех пробах глинистых сланцев имеет значения выше пороговых ($СИА=70$ ед.), что позволяет предполагать преобладание климата гумидного типа во время накопления отложений басинской свиты.

По р. Мендым разрез басинской свиты имеет следующий вид (рис. 73):

Мощность, м

1. *Песчаники полимиктовые мелкозернистые известковистые, зеленовато-серые разноплитчатые с прослоями алевролитов аналогичного с печаниками состава, в которых наблюдаются тонкие пропластки глинистых сланцев и аргиллитов, приуроченные, как правило, к верхним частям слоев около 20*
2. *Песчаники, внешне аналогичные породам слоя 1, с редкими прослоями полимиктовых алевролитов 40*
3. *Толща переслаивания песчаников полимиктовых среднезернистых зеленовато-серого и серого цвета, алевролитов, по составу близких*

<i>песчаникам, и аргиллитов</i>	до 230
4. <i>Песчаники полимиктовые среднезернистые слабоизвестковистые серые с зеленоватым оттенком. В нижней части толщи отмечаются прослои алевролитов</i>	60
5. <i>Неравномерное переслаивание песчаников полимиктовых мелкозернистых разноплитчатых серых с зеленоватым оттенком, алевролитов и аргиллитов тонкоплитчатых (до листоватых) зеленовато-серого цвета</i>	15
6. <i>Песчаники полимиктовые среднезернистые известковистые массивные серые. Среди песчаников присутствуют маломощные прослои алевролитов и аргиллитов</i>	5
7. <i>Алевролиты кварцевые крупно- и мелкозернистые серые с зеленоватым, иногда розоватым, оттенком и многочисленной мелкой слюдкой. В верхней части пачки отмечаются прослои песчаников полимиктовых, внешне похожих на песчаники слоя 6</i>	10
8. <i>Пачка переслаивания песчаников полимиктовых известковистых мелкозернистых серых с зеленоватым оттенком, алевролитов и, очень редко, аргиллитов</i>	10
9. <i>Песчаники среднезернистые грубоплитчатые. В верхней части слоя среди песчаников присутствуют тонкие и редкие прослои алевролитов и аргиллитов</i>	7
10. <i>Алевролиты зеленовато-серые тонкоплитчатые, прослоями переходящие в тонкоплитчатые аргиллиты</i>	8
11. <i>Песчаники полимиктовые среднезернистые серые с зеленоватым оттенком известковистые</i>	8
12. <i>Алевролиты тонкоплитчатые зеленовато-серые со слабым розоватым оттенком. Среди алевролитов присутствуют прослои песчаников полимиктовых известковистых тонко- и среднеплитчатых</i>	7
13. <i>Песчаники полимиктовые среднезернистые серые с зеленоватым оттенком средне- и толстоплитчатые с прослоями алевролитов</i>	около 60
14. <i>Гравелиты полимиктовые</i>	12-14
15. <i>Песчаники средне- и грубоплитчатые; среди песчаников присутствуют прослои алевролитов и аргиллитов</i>	220
16. <i>Песчаники полимиктовые мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком грубоплитчатые</i>	10
17. <i>Пачка переслаивания песчаников полимиктовых среднезернистых серых с зеленоватым оттенком и алевролитов близкого с песчаниками состава</i>	10



именного поселка (по данным В.И. Козлова и Э.З. Гареева)

18. Песчаники полимиктовые мелкозернистые разноплитчатые серые с зеленоватым оттенком	15
19. Переслаивание песчаников полимиктовых разнозернистых и разноплитчатых серых с зеленоватым оттенком и алевролитов полимиктового состава	20
20. Закрото (по ходу свалы и обломки алевролитов и песчаников)	около 20

Из данного разреза, в основном из нижней и средней его частей, Э.З. Гареевым отобрано 14 проб исходно глинистых и алевроитистых глинистых сланцев. Значения основных петрохимических коэффициентов для них приведены в табл. 26.

Как показывает анализ характера вариаций гидролизатного, алюмокремниевое и натриевого модулей, снизу вверх по разрезу каких-либо определенных тенденций в их изменении нет. Величина $ГМ$ варьирует в пределах 0.5-0.55⁴⁸, и только две пробы имеют значения, отклоняющиеся за рамки указанного коридора на ± 0.05 ед. Алюмокремниевый модуль также изменяется в достаточно узких рамках – от 0.25 до 0.38. Значения натриевого модуля меняются от 0.07 до 0.11 и так же, как два других модуля, не имеют ярко выраженного тренда изменения в описываемом разрезе басинской свиты.

Поведение индекса CIA также несколько отлично от того, что мы наблюдали ранее на примере большинства разрезов рифея Башкирского мегантиклинория. Пределы колебаний индекса химического изменения – 63-76 ед., однако на всем опробованном интервале можно видеть чередование интервалов примерно близкой мощности, на которых значения данного параметра либо несколько ниже порогового, либо несколько выше. Подобный характер поведения значений индекса CIA позволяет предполагать, что в рассматриваемом нами разрезе вариации параметра CIA скорее всего не имеют взаимосвязи с изменением условий выветривания на палеоводосборах.

⁴⁸ Конечно, эти величины значительно превосходят те, что характерны для глинистых сланцев и аргиллитов рифея.

Для завершающих разрез венда Башкирского мегантиклинория образований **зиганской свиты** характерны более низкие, чем для пород **басинской свиты**, значения *ГМ*, *АМ* и *НМ*, составляющие соответственно 0.35 (0.23-0.48), 0.22 (0.15-0.3) и 0.15 (0.12-0.19).

Э.З. Гареевым опробован единственный более или менее удовлетворительно обнаженный разрез этой части верхневендских образований Башкирского мегантиклинория по р. Мендым у одноименного поселка (см. рис. 73).

Мощность, м

27. Переслаивание тонко-, горизонтальнослоистых песчаников и алевролитов полимиктовых серых и зеленовато-серых	15
28. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые разнoзернистые, преимущественно мелко- и среднезернистые с прослоями алевролитов	30
29. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые разноплитчатые	15
30. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые тонко-, горизонтальнослоистые плитчатые	10
31. Песчаники полимиктовые серые разноплитчатые	более 20
32. Закрyто. По ходу в делювии наблюдаются обломки песчаников и алевролитов зеленовато-серого цвета	около 20
33. Алевролиты зеленовато-серые	около 3
34. Песчаники полимиктовые зеленовато-серые разнoзернистые (преимущественно мелкозернистые) слюдистые	более 30
35. Закрyто. По ходу в борту долины наблюдаются отдельные глыбы полимиктовых слюдистых песчаников и алевролитов	более 100
36. Переслаивание песчаников полимиктовых, зеленовато-серых мелко- и среднезернистых и алевролитов	30
37. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые мелкозернистые тонко- или неравномернослоистые разноплитчатые (преимущественно среднеплитчатые) слюдистые со слабо выраженным розоватым оттенком	30
38. Песчаники полимиктовые зеленовато-серые и серые разноплитчатые преимущественно мелкозернистые	около 50

Какие-либо вариации значений основных петрохимических

модулей (табл. 27) снизу вверх по данному разрезу практически не просматриваются, за исключением того, что как будто бы имеет место некоторое увеличение величин $ГМ$, $АМ$ и $НМ$ к кровле свиты, однако небольшое число проанализированных проб не позволяет говорить об этом сколько-нибудь определенно.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТА ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ

На основании полученных материалов (как с учетом данных по средним значениям петрохимических модулей на тех или иных стратиграфических уровнях, так и по данным анализа конкретных проб) нам представляется возможным сделать следующие выводы о вариациях палеоклимата и степени зрелости поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики, сопоставив их с известными литологическими индикаторами.

Для **раннего рифея**, исходя из материалов анализа средних значений гидролизатного и алюмокремниевого модулей, характерно незначительное увеличение величин указанных модулей в глинистых сланцах от начала к концу этапа [Маслов, Гареев, 1999], что указывает на поступление в область седиментации с течением времени более зрелого в петрохимическом отношении пелитового материала.

В позднеархейское время из областей размыва в бассейн поступала относительно незрелая тонкая алюмосиликокластика. В разрезах кисеганской и сунгурской подсистем преобладают глинистые сланцы со значениями гидролизатного и алюмокремниевого модулей соответственно менее 0.4 и менее 0.3 ед. (рис. 74). Какие-либо определенные тенденции снизу вверх по сводному разрезу указанных подразделений не прослеживаются. Величина индекса химического изменения составляет для рассматриваемого интервала в основном менее 70 ед. или почти точно соответствует данному пороговому значению. Из совокупности указанных материалов можно с определенной долей вероятности предполагать, что в позднеархейское время климат на водосборах не был гумидным. В то же время широкое распространение в разрезах кисеганской и сунгурской подсистем низкоуглеродистых глинистых сланцев заставляет считать маловероятным существование в эпоху их накопления холодного климата.

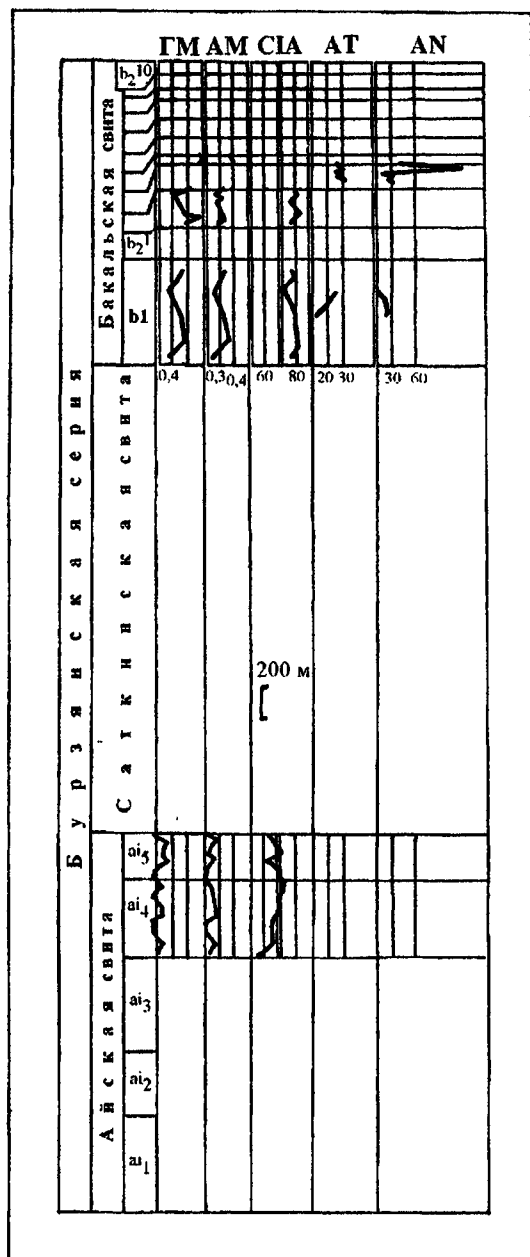


Рис. 74. Вариации основных петрохимических параметров в глинистых сланцах нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, по данным обобщения значений ГМ, АМ, СIА, АТ и АN в конкретных послойно опробованных разрезах

Для большеинзерского уровня, в отличие от верхнеайского, характерен значительно более широкий разброс значений $ГМ$ и $АМ$, однако при внимательном рассмотрении особенностей их вариаций в типовом разрезе свиты можно заметить, что и для данного подразделения нижнего рифея типично преимущественное тяготение величин $ГМ$ и $АМ$ в частных пробах к областям значений менее 0.4 и 0.3 ед. соответственно. В область значений $СИА > 70$ сд. попадает в целом также заметно меньше точек, чем в поле более низких величин, что, как и для позднеайского времени, позволяет предполагать преобладание на палеоводосборах обстановок, не благоприятствовавших глубокому разложению тонкой алюмосиликокластики. В то же время повышенные против кларковых содержания стронция в пелитоморфных известняках как будто указывают на первично арагонитовый состав некоторых из исходных осадков, что косвенно предполагает достаточно жаркий климат, существовавший во время их формирования⁴⁹.

Материалы для средней части разреза бурзянской серии в нашем распоряжении отсутствуют. Единственными собственно литологическими критериями самой грубой оценки климата середины раннего рифея выступают достаточно широко развитые в разрезах саткинской и суранской свит низкоуглеродистые глинистые сланцы и седиментационно-диагенетические доломиты. Если обратиться к данным по средним составам глинистых сланцев для свит и подсвит, то для северо-востока мегантиклинория по величине натриевого модуля достаточно зрелыми представляются глинистые сланцы саткинской свиты [Маслов, Гареев, 1999]. В разрезах Ямантауского антиклинория наиболее зрелыми выступают глинистые образования большеинзерской и юшинской свит.

Исходя из частных анализов глинистых сланцев бакальской свиты, так же как и по средним данным для подсвит и пачек рассматриваемого подразделения бурзяния, хорошо видно, что степень зрелости тонкой алюмосиликокластики к концу раннего рифея стала ощутимо выше, а климатические параметры седиментогенеза

⁴⁹ Все еще сохраняющаяся неопределенность в точной корреляции разрезов айской и большеинзерской свит Тараташского и Ямантауского антиклинория не позволяет, на наш взгляд, тем или иным образом параллелизовать приведенные выше данные

претерпели сдвиг в направлении гумидизации. Основная масса фигуративных точек составов глинистых сланцев бакальской свиты имеет значения гидролизатного и алюмокремниевого модулей выше соответственно 0.4 и 0.3, а индекс химического изменения во всех проанализированных нами пробах имеет удивительно стабильные значения в области $CI\Delta \approx 80$ ед. Присутствие в разрезах всех подсвит и пачек бакальской свиты низкоуглеродистых глинистых сланцев вполне хорошо согласуется с выводом о преобладании в конце раннего рифея климата гумидного типа. Преобладание существенно железистых и магнезиально-железистых хлоритов в глинистых сланцах бакальской свиты [Сульман и др., 1974; Карпова, Тимофеева, 1975; Крупенин, 1999] также позволяет предполагать гумидный климат на палсоводосборах⁵⁰.

Для нижней части юрмагинской серии **среднего рифея** мы можем использовать только результаты по средним составам глинистых сланцев машакской и зигальгинской свит. Как было показано ранее [Маслов, Гареев, 1999], исходя из рассмотрения средних для литостратиграфических подразделений значений $ГМ$ и $АМ$, среднерифейская осадочная последовательность Башкирского мегантиклинория может быть условно подразделена на две части, первая из которых объединяет машакскую, зигальгинскую и зигазино-комаровскую свиты, а вторая – авзянскую. Для первой типичны весьма существенные разбросы значений параметров $ГМ$ и $АМ$, тогда как для второй характерны значительно меньшие по амплитуде вариации обоих модулей, из чего можно предполагать постепенное вызревание тонкого алюмосиликокластического материала в источниках сноса, происходившее параллельно с относительной гумидизацией климата. Присутствие в разрезах машакской и зигальгинской свит пакетов и пачек низкоуглеродистых глинистых сланцев является наряду с исключительно зрелым составом песча-

⁵⁰ Определенный диссонанс в эти данные вносят материалы изучения петрохимии тонкой (<0.001 мм) глинистой фракции из ряда проб. Основываясь на значениях индексов AT и AN можно предполагать, что исходный силикокластический материал для рассматриваемых отложений поступал из областей аридного или семиаридного климата и характеризовался преимущественно слабой, редко – высокой степенью зрелости

ников, на наш взгляд, дополнительным аргументом в пользу такого вывода.

Частные пробы глинистых сланцев зигазино-комаровской и авзянской свит обнаруживают тенденцию к росту вверх по разрезу юрматинской серии значений гидролизатного и алюмокремниевых модулей, что предполагает постепенный рост степени зрелости поступавшего в бассейн седиментации тонкого пелитового компонента (рис. 75). Вместе с тем по вариациям индекса химической зрелости в области сноса в первой половине рассматриваемого интервала времени наблюдается постепенный переход от гумидных обстановок к семиаридно-семигумидным (на ряде уровней величины индекса *CIA* не превышают 53-54 ед.) и только в середине авзянского времени значения индекса *CIA* вновь устойчиво превышают пороговое (70 ед.).

Таким образом, в отличие от раннего рифея во время накопления отложений юрматинской серии намечается отчетливо выраженный тренд от гумидных обстановок на водосборах (машакское и зигальгинское время) к семигумидным/семиаридным и аридным/нивальным (?) в зигазино-комаровское и начале авзянского времени. Во второй половине авзянского времени климатические обстановки в областях сноса становятся, по всей видимости, более мягкими.

Собственно литологические и иные индикаторы палеоклимата для второй половины среднего рифея весьма немногочисленны. Это развитые в разрезах зигазино-комаровской и авзянской свит низкоуглеродистые глинистые сланцы, пестроцветность пород ряда терригенных уровней, наличие первично-седиментационных (?) доломитов (реветский уровень). В.Н. Подковыров и Э.З. Гареев [1995] указывают также на возможное присутствие в исходных осадках зигазино-комаровского времени ссиполита и палыгорскита. Все указанные характеристики позволяют предполагать существование во второй половине юрматиния достаточно теплого климата, что, однако, не вытекает прямо из данных петрохимического изучения глинистых сланцев.

При анализе средних значений *ГМ* и *АМ* для свит и подсвит

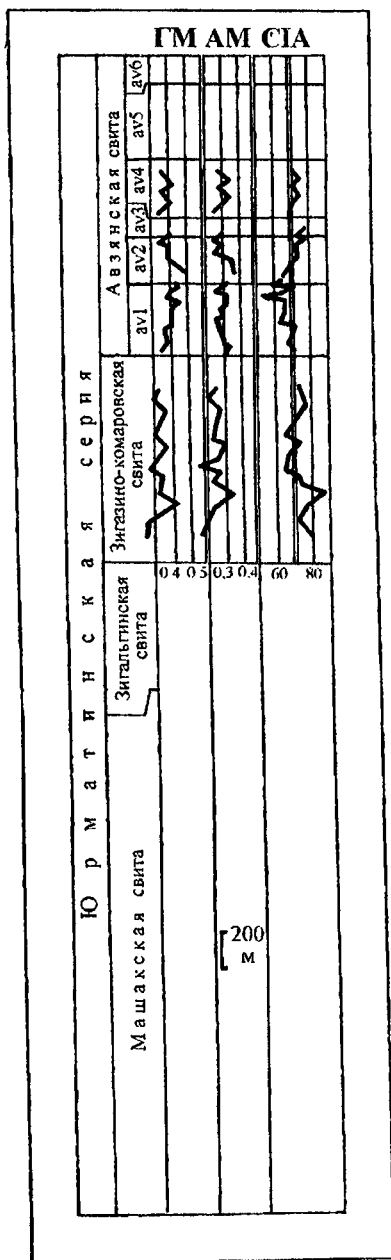


Рис. 75. Вариации основных петрохимических параметров в глинистых сланцах среднего рифея Башкирского мегантиклинория, по данным обобщения значений ГМ, АМ и СІА в конкретных послойно опробованных разрезах

каратауской серии вырисовывается постепенный переход от умеренно зрелого пелитового материала (зильмердакское время) ко все более и более зрелой тонкой алюмосиликокластике. Низкие и достаточно низкие значения алюмокремнистого и гидролизатного модулей в глинистых сланцах и аргиллитах бедрышинской подсвиты и нижнесинзрской подсвиты могут быть интерпретированы как результат установления на палеоводосборах климатических обстановок, близких к аридным.

В то же время при рассмотрении петрохимических особенностей частных проб аргиллитов и глинистых сланцев базальных уровней верхнего рифея можно заметить, что самое начало бирьянского времени было ознаменовано поступлением в бассейн осадконакопления весьма зрелого пелитового компонента. Значения гидролизатного модуля в аргиллитах и глинистых сланцах из основания бирьянской подсвиты в раз-

резе по левому берегу р. Мал. Инзер выше д. Кумбино превышают 0.5, а иногда достигают и 0.6 ед. На гумидные обстановки в области размыва указывают высокие значения индекса *CIA* в глинистых сланцах из самых низов бирьянской подсвиты в рассматриваемом разрезе. Наличие в основании подсвиты в типовом ее разрезе прослоев титано-циркониевых минералов также, на наш взгляд, свидетельствует в пользу предположений о поступлении в область седиментации в начале бирьянского времени зрелого материала из горизонтов (?) кор выветривания.

Более высокие горизонты бирьянской подсвиты слагаются менее зрелым материалом, а исходя из значений индекса *CIA*, они являются продуктами мобилизации алюмосиликокластики, сформированной в условиях климата, близкого к аридному (рис. 76). Подтверждением этому является и ряд других петрохимических особенностей сланцев [Маслов, 1988а; Маслов, Гареев, 1988]. Дополнительное обоснование такого вывода - красноватая окраска значительной части пород подсвиты, присутствие псевдоморфоз по галиту и многочисленных трещин усыхания.

Глинистые породы вышележащего нугушского уровня зильмердакской свиты слагаются относительно незрелым в петрохимическом отношении материалом. Типичные для них значения индекса *CIA* колеблются около 60 ед.

Данных по составу и петрохимическим особенностям глинистых сланцев лемезинского уровня зильмердакской свиты в нашем распоряжении имеется весьма ограниченное количество. Для них типичны значения гидролизатного модуля от 0.34 до 0.4, тогда как алюмокремниевый модуль варьирует в рамках 0.21-0.29 ед. Индекс химического изменения для глинистых сланцев и аргиллитов подсвиты не превышает 61-63 ед. и редко поднимается до 67 ед., что в целом не типично для образований гумидных обстановок, как это предполагалось ранее многими авторами, в том числе нами [Маслов, 1988а; Маслов, Гареев, 1988].

Петрохимические характеристики тонкой фракции аргиллитов бедерышинской подсвиты указывают на формирование исходного материала в аридных и/или ссемиаридных обстановках при

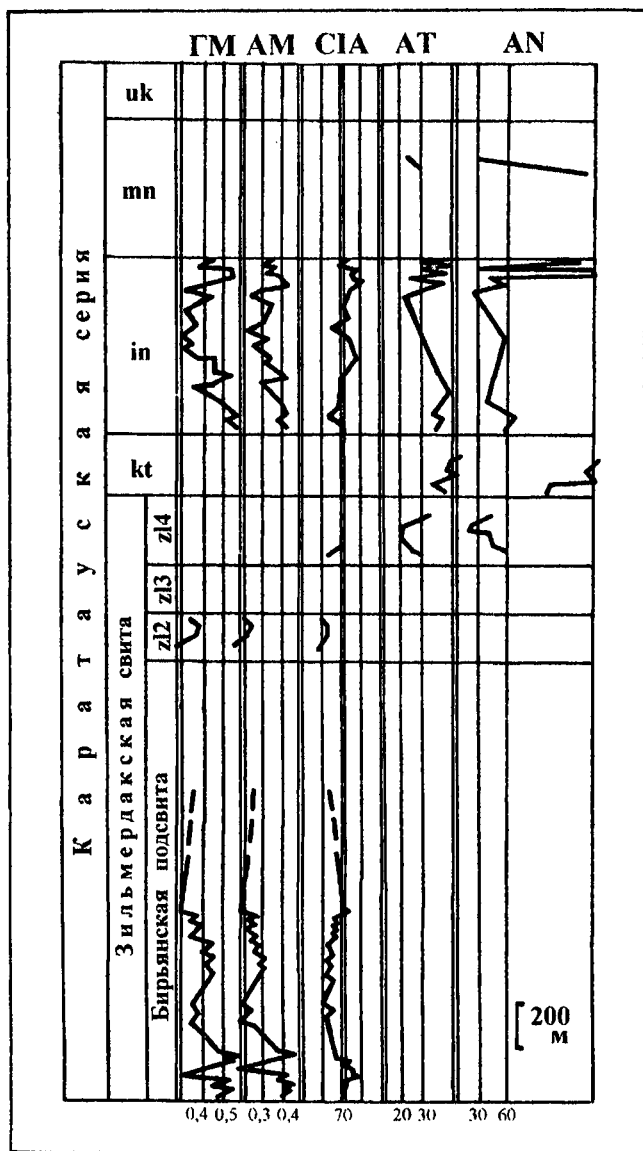


Рис. 76. Вариации основных петрохимических параметров в глинистых сланцах верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, по данным обобщения значений GM , AM , ClA , AT и AN в конкретных по-слойно опробованных разрезах

средней степени зрелости поступавшей в область седиментации кластики. Об этом же свидетельствуют и собственно литологические индикаторы – красноцветность ряда пачек в разрезах подслиты, наличие псевдоморфоз по галиту и трещин усыхания. В то же время глауконит как индикатор т.н. “климатического оптимума” стоит в этом ряду несколько особняком.

На вышележащем катавском уровне зрелость тонкой (менее 0.001 мм) алюмосиликокластики исключительно высокая, а по параметру AT это образования аридного климата. Сказанное хорошо подтверждается и данными литологических наблюдений. Как известно, катавская свита каратауской серии складывается красноцветными (интенсивно пигментированными гидроокислами железа и тонкодисперсным гематитом) глинистыми известняками и мергелями. Содержит в ряде разрезов псевдоморфозы по галиту и гипсу [Карта докембрийских..., 1983; Парначев, 1988; и др.]. В известняках верхней части свиты фиксируются повышенные содержания стронция, что предполагает обогащение стронцием исходных осадков и, возможно, арагонитовый состав той или иной их части. Последнее также может указывать на достаточно теплый или жаркий климат.

В середине позднего рифея (инзерское время) зрелость поступавшего в бассейн тонкого алюмосиликокластического материала заметно снизилась. Уже самые нижние уровни инзерской свиты представлены, исходя из значений параметра AT , образованиями аридных обстановок⁵¹. Глинистые породы нижней части свиты также формировались в условиях аридного климата на водосборах. В верхней половине рассматриваемого интервала большинство аргиллитов по параметру AT обнаруживают значительные вариации при общем снижении средних значений до ≈ 30 ед. По параметру AN степень зрелости пелитового материала может быть охарактеризована как средняя. По значениям гидролизатного и алюмокремниевых модулей в разрезе свиты отчетливо вырисовывается снижение степени зрелости тонкой алюмосиликокластики от начала

⁵¹ На определенную эвапоритизацию обстановок осадконакопления указывают, на наш взгляд, и повышенные значения $d^{13}C_{carb}$ в известняках подинзерских слоев [Подковыров и др., 1998].

инзерского времени к его середине; в конце рассматриваемого интервала зрелость пелитового компонента вновь несколько возросла.

По индексу химического изменения валового состава аргиллитов, в отличие от параметра AT (рассчитанного для тонкой их фракции), можно предполагать несколько иную направленность климатических вариаций. Фигуративные точки аргиллитов из самых нижних уровней инзерской свиты имеют значения IA менее 70 ед., тогда как вверх оно постепенно, с рядом экскурсов в область ниже пороговых значений, растет, что можно, на наш взгляд, интерпретировать как постепенное нарастание гумидизации климата на палеоводосборах.

Состав частных проб аргиллитов из миньярской свиты, по данным анализа их тонкой фракции, соответствует составам, формировавшимся в обстановках, близких к аридным, при замтно варьиовавшейся степени зрелости. Для ряда уровней миньярской свиты В.Н. Подковыров с соавторами [1998] указывают и повышенные значения $\delta^{13}C_{карб}$, что предполагает, возможно, неоднократную эвапоритизацию обстановок осадконакопления.

Обобщенная картина климатических вариаций и вариаций зрелости тонкого пелитового материала, поступавшего в бассейны осадконакопления раннего, среднего и позднего рифея, охватывавшие современную территорию западного склона Южного Урала, исходя из всей суммы приведенных выше петрохимических и литологических данных, видится нам следующим образом (рис. 77 и 78).

В раннем рифее (северо-восточные районы Башкирской мегантиклинория) в областях сноса весьма хорошо выражен тренд от обстановок, сходных с аридными в начале этапа, к обстановкам гумидного типа в конце его. Параллельно этому происходит и прогрессивное увеличение степени зрелости тонкой алюмосиликосткластики.

Для среднего рифея картина предполагаемых климатических изменений кардинально иная. Почти на всем протяжении рассматриваемого интервала времени в область седиментации поступал

по всей видимости, материал, формировавшийся на водосборах в условиях гумидного климата, но при этом отдельные периоды характеризовались накоплением менее петрохимически зрелого пелитового компонента. Это следует как из данных по средним и частным значениям *CIA*-индекса в глинистых сланцах, так и из положения фигуративных точек проб на диаграмме *Ронова–Хлебниковой*. Зрелость пелитового материала на протяжении среднего рифея варьировала несколько иным образом, нежели в течении раннерифейского этапа. Максимально зрелой являлась, как это следует из данных о среднем составе глинистых сланцев машакской и зигальгинской свит, тонкая алюмосиликокластика, поступавшая в область седиментации в течение первой половины юрматиния. В начале второй его половины зрелость пелитового компонента существенно снизилась, и хотя к концу юрматиния она вновь повысилась, но величины гидролизатного и алюмокремниевого модулей в частных пробах глинистых сланцев авзянской свиты, как и средние для сланцев из основных алюмосиликокластических уровней свиты значения указанных коэффициентов, не достигли тех величин *ГМ* и *АМ*, что были характерны для начала среднего рифея. В итоге на рис. 74 обобщенная кривая зрелости имеет близкую к *S*-образной форму.

Для позднего рифея сумма данных по значениям индекса химического изменения для средних и частных проб, положению фигуративных точек составов глинистых сланцев и аргиллитов на диаграмме *Ронова–Хлебниковой* и материалы исследования тонкой фракции аргиллитов по методике Е.П. Акулышиной, как и собственно литологические наблюдения [Маслов, 1988а, 1997а; Маслов, Гарсеев, 1988], однозначно указывают на преобладание в области сноса аридных обстановок с некоторыми вариациями в сторону климата гумидного или близкого к нему типа (во время накопления алюмосиликокластических отложений инзерского и укского времени). Только для самого начала каратавия можно предполагать поступление в область седиментации весьма зрелого пелитового материала из кор выветривания гумидного профиля. Вариации зрелости тонкой алюмосиликокластики носят в течение рассматривас-

Уровни типového разреза рифей		Метод Акульшиной			Индекс СІА		Метод Ронова-Хле- бниковой			Метод Головенка			Климат		Зрелость гонкой силико- кластики	
		Гум	Пер.	Ар	Гум	Ар+ Хол	Гум	Ар+ Хол	Ар	Каол	Гсл	Мнт	Гум.	Ар.+ Хол.	Ниж.	Выш.
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	uk															
	mn			X							X					
	in			X	X	X		X			X					
	kt			X							X					
	zl4	X				X		X	X		X					
	zl3															
	zl2					X		X								
R ₂	zl1				X	X	X	X	X							
	av				X	X	X	X	X		X					
	zk				X	X	X	X	X		X					
	zg							X			X					
R ₁	msh							X			X					
	bk			X	X		X	X			X					
	st										X					
	ai					X		X	X		X					

Рис. 77. Климатические параметры рифейского седиментогенеза, по данным петрогеохимических реконструкций, и основные тенденции изменения их и зрелости поступавшей в области осадконакопления тонкой алюмосиликокластики.

Климат: Гум – гумидный; Пер – переходный; Ар – аридный, Ар+Хол – аридный или холодный; Каол – каолинит; Гсл – гидрослюда; Мнт – монтмориллонит

мого этапа достаточно сложный характер, подчиняясь, по всей видимости, разнопорядковой цикличности. Первый из таких циклов начинается весьма зрелыми глинистыми сланцами основания бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и завершается также достаточно зрелыми в петрохимическом отношении аргиллигами катавской и низов (?) инзерской свиты. Второй цикл можно усмотреть в разрезе собственно инзерской свиты. Начало его маркирует-

Уровни типового разреза рифей		Состав песчанников	Наличие УТС	"Седиментационные" доломиты	Глауконит	Ti-Zr-минералы	Красноцветность	Пестроцветность	Псевдоморфозы по галиту	Псевдоморфозы по гипсу и др.	Реликты сепиолига и палеогорскита	Высокая доля Sr в карбонатах	Изотопия углерода
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	uk			X	X								
	mn			X	X								
	in				X			X				X	
	kt						X	X	X	X		X	
	zl4				X		X	X	X	X			
	zl3	●									X		
	zl2												
	zl1	▲				X	X	X	X				
R ₂	av		X	X				X			X		
	zk		X								X		
	zg	●											
	msh		X	X									
R ₁	b		X	X									
	st		X	X									
	ai	▲	X			X	X	X	X		X	X	
													Сдвин в сторону эвапоробет

Рис. 78. Литолого-минералогические индикаторы палеоклиматических обстановок осадконакопления в рифее на западном склоне Южного Урала.

Песчаники: ● – мономиктовые кварцевые; ▲ – аркозовые и субаркозовые

ся петрохимически достаточно зрелыми пелитами основания свиты (конец предыдущего цикла?), а конец – также весьма зрелыми пелитами верхней части этого же уровня. К третьему (неполному ?) циклу можно с той или иной долей условности отнести миньярско-укскую последовательность, в составе которой аргиллиты и глинистые сланцы играют резко подчиненную роль⁵².

⁵² Однако так это или нет решить в настоящее время со всей определенностью не представляется возможным.

Из всего сказанного выше относительно климатических параметров бурзяния, юматиния и каратавия нам представляется возможным нарисовать во многом еще весьма гипотетичную картину формирования на окружавших ранне-, средне- и позднерифский седиментационные бассейны палеоводосборах тонкой алюмосиликоккластики; предположительно наметить особенности ее накопления в конечных водоемах стока и последующей трансформации в бассейнах породообразования.

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ, ПУТЯХ МИГРАЦИИ И В БАССЕЙНАХ СЕДИМЕНТАЦИИ: к построению рабочих моделей

Продемонстрированная выше различная полнота современных представлений о минералого-петрографическом составе тонкой алюмосиликокластики литостратиграфических подразделений типа рифрея не позволяет сделать с одинаковой степенью детальности выводы о палеогеографических и палеоклиматических условиях накопления осадков для различных интервалов времени. Для многих еще относительно слабо изученных уровней верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория, например саткинского, машакско-зигальгинского, миньярско-укского и ряда подразделений венда, содержащих по преимуществу маломощные прослои глинистых сланцев, данные реконструкции палеогеографических условий формирования, полученные с помощью петрохимических и минералогических методов изучения, являются в настоящее время все еще недостаточно валидными; в указанных случаях можно говорить только о некоторых тенденциях изменения палеоклимата и предположительном составе поступающей в бассейны тонкой алюмосиликокластики.

Для ряда других уровней (к которым с определенной долей условности можно отнести айский, бакальский, зигазино-комаровский, авзянский, зильмердакский и инзерский), содержащих достаточно мощные пакеты и пачки глинистых сланцев и аргиллитов, реставрация палеогеографических условий формирования на основании петрохимических и минералогических характеристик представляется нам более обоснованной. Именно для этих уровней, на наш взгляд, в настоящее время возможно построение первых рабочих моделей, в которых с той или иной степенью детальности увязывались бы данные о тектонических, палеогеографических и па-

леоклиматических условиях, в которых происходили мобилизация, миграция и аккумуляция тонкой алюмосиликоккластики. При построении таких моделей необходимо прежде всего принимать во внимание степень постдиагенетических преобразований, которые привели к той или иной трансформации исходного минерального состава глинистых пород.

Верхнедокембрийские отложения Башкирского мегантиклинория преобразованы в целом в условиях глубинного катагенеза и начального метагенеза; на отдельных участках здесь проявлен и поздний метагенез [Анфимов, 1997]. Этот вывод получен на основании изучения всех типов пород: алевроито-песчаных, глинистых и карбонатных. Для глинистых пород всего региона Л.В. Анфимовым указано на преобладание *“предельного”* для литогенеза *“парагенеза”*, представленного диоктаэдрической гидрослюдой, серицитом и магнезиально-железистым хлоритом. В то же время во многих толщах глинистых пород среди глинистых минералов могут быть выделены как реликтовые седиментационно-диагенетические (деградированный иллит, палыгорскит), так и минералы начальных и промежуточных этапов трансформации исходных тонкодисперсных седиментогенных образований в продукты *“предельного парагенеза”* (различные смешанослойные разновидности глинистых минералов, в том числе содержащие монтмориллоит и вермикулит). Наряду с ними в глинистых породах некоторых свит встречаются минералы, характерные для низкотемпературных метаморфических фаций (мусковит, тальк, пирофиллит, стильпомелан).

Причинами такого неравномерного преобразования глинистых пород в литогенезе, как нам представляется, являются различные и зачастую достаточно сильно отличающиеся друг от друга условия протекания процессов эпигенетической трансформации тонкой алюмосиликоккластики, зависящие не только (и, может быть, не столько) от внешних (региональных) факторов, определяющих общий фон литогенетических изменений - прежде всего температуры и давления, но и от характера самих осадочных толщ, способных в различной мере реагировать на воздействие внешних факторов, связанных с погружением толщ [Коссовская, 1962].

Интенсивность постседиментационных трансформаций минералов в последовательностях алюмосиликокластических пород, в том числе и глинистых, определяется, как известно [Логвиненко, 1968; Котельников, Конюхов, 1986; Япаскурт, 1992] не только *РТ*-параметрами бассейна породообразования, но и степенью проницаемости пород и интенсивностью миграции флюидов, т.к. образование новых минералов и полиморфных форм в более или менее проницаемых⁵² песчано-алевролитоглинистых толщах происходит при участии элизионных водных растворов. Миграция поровых растворов в осадочных толщах при уплотнении исходных осадков является основным фактором массопереноса [Холодов, 1983; Соколов, Холодов, 1993]. В подобных обстановках одним из главных процессов преобразования седиментогенных глинистых илов является переход смектитов и каолинита⁵³ в гидрослюды через ряд промежуточных минеральных фаз в результате обменных реакций [Дриц, Коссовская, 1991 и др.] Суть этого процесса заключается в фиксации глинистыми минералами катионов калия; при этом смектиты по мере насыщения их кристаллической структуры калием постепенно теряют способность к разбуханию. Одним из основных источников калия, согласно данным, приведенным в работах [Копелиович, 1965; Alietty, Mejsner, 1980; Котельников, Конюхов, 1986; Дриц, Коссовская, 1991; и др.], являются обломочные калиевые полевые шпаты, достаточно хорошо растворяющиеся в термодинамических условиях катагенеза. Морские воды также обогащены калием относительно пресных, что ускоряет гидрослюдизацию монтмориллонита морских осадков. Другими источниками калия выступают разрушающиеся в процессе выветривания и диагенеза слабоустойчивые триоктаэдрические слюды (биотит и флогопит) и продукты выветривания кислых и средних магматических пород [Котельников, Конюхов, 1986].

Из сказанного выше достаточно хорошо вырисовывается то

⁵² По всей видимости, такие толщи можно отнести к категории *открытых систем*

⁵³ Каолинит, как известно, может сохраняться в погребенных отложениях до глубин 3000 м, соответствующих во многих регионах зоне постседиментационных преобразований глубинного катагенеза [Котельников, Конюхов, 1986].

обстоятельство, что одним из важнейших процессов литогенеза, проходящим при участии поровых растворов является фиксация калия в деградированных глинистых минералах.

Однако в проницаемых (песчано-алевритовых) и слабопроницаемых (существенно глинистых) толщах постседиментационные процессы протекают по-разному. При уплотнении исходно глинистых пород поровая вода удаляется за пределы пласта. В мощных глинистых толщах или телах линзовидной формы⁵⁴, особенно обогащенных таким водоупорным тонкодисперсным минералом, как монтмориллонит, внутрипластовые воды длительное время могут вообще не подвергаться миграции, оставаясь в замкнутых микропорах [Котельников, Конюхов, 1986; Котельников, Зинчук, 1998]. Замедленная миграция эпигенетических элизионных флюидов в слабопроницаемых существенно глинистых толщах приводит к отставанию в них процессов преобразования глинистых минералов по сравнению с хорошо проницаемыми песчано-алевролитоглинистыми последовательностями и сохранению реликтов первичных (седиментогенных ?) глинистых минералов до значительных глубин.

В песчано-алевролитовых или песчано-алевролитоглинистых толщах, слабо подверженных уплотнению, напротив, происходит накопление и активная миграция отжатых из глинистых прослоев (элизионных) поровых вод; последние приобретают в термодинамических условиях катагенеза высокую реакционную способность и обуславливают заметное преобразование минерального состава песчаных и песчано-алевролитовых пород [Холодов, 1983; Анфимов, 1997; и др.]. Эти преобразования заключаются в аутигенезе и трансформации как глинистых минералов, так и основного каркаса пород. В результате к концу позднего катагенеза, когда породы погружаются на глубины примерно в 4-5 км, поровое пространство песчаников и алевролитов оказывается в основном заполненным новообразованиями, а смектные и фильтрационные свойства пород сближаются с аналогичными параметрами глинистых пород, залегающих на тех же глубинах [Прошляков, 1974].

⁵⁴ В нашем понимании это закрытые системы.

Например, как показано В.А. Дрицем и В.И. Копорулиным [1973], переход монтмориллонита в гидрослюда и хлорит происходит поэтапно. На первом этапе на глубинах до 1,5-2 км наблюдается появление смешанослойных образований, содержащих до 25-30% монтмориллонитовых пакетов, за счет удаления воды и насыщения межслоевых промежутков калием. Процесс гидрослюдизации завершается при погружении пород на глубины до 6-7 км. Однако в глинистых толщах этот процесс может значительно замедляться.

Это хорошо видно по данным о составе глинистых отложений палеогена юго-запада Туранской плиты [Мавыев, 1986]. Здесь содержание разбухающих пакетов монтмориллонита в смешанослойных образованиях составляет на глубинах 2080-2088 м от 40-50 до 70-80%. В подстилающих их породах юры на глубинах 3450-3850 м количество пакетов монтмориллонита существенно ниже - всего 20-30%; содержание же разбухающих пакетов в глинах на 10-20% выше, чем в глинистом цементе обломочных пород и глинистых известняках.

* * *

Попытаемся теперь на примере некоторых уровней стратотипического разреза рифея проследить возможные трансформации глинистых минералов исходя из данных об их современном минеральном составе, степени постседиментационных преобразований пород и закономерностей эволюции тонкой алюмосиликокластики на палеоводосборах, путях миграции и в бассейнах седиментации (см. главу 1).

Айский уровень. Современный состав глинистых сланцев айского уровня определяется преобладанием смеси полиморфных модификаций диоктаэдрических гидрослюд $1M$ и $2M_1$ и магнетитно-железистого хлорита, а степень постдиагнетических преобразований в западном крыле Башкирского мегантиклинория соответствует глубинному катагенезу. Наличие реликтов обломочного биотита и мусковита, смешанослойных образований ряда хлорит-

гидрослюда подтверждает, на наш взгляд, полученные при анализе химического состава глинистых сланцев представления о невысокой в целом интенсивности химического выветривания в областях сноса. Присутствие в глинистых породах чешуск мусковита (иногда размером до нескольких миллиметров) предполагает близкий их перенос из размывавшихся гранитоидов и кристаллических сланцев, входивших в состав тараташского метаморфического комплекса или ему подобных образований. Характерная для некоторых алевролитов-глинистых пакетов и прослоев в нижней части разреза айской свиты в западном обрамлении тараташского комплекса красноватая окраска отложений может свидетельствовать о субаральных условиях осадконакопления, что вкуче с присутствием в глинистых сланцах палыгорскита указывает предположительно на близкий к аридному климат этого интервала времени. Общая невысокая степень преобразованности глинистого вещества в литогенезе способствовала сохранению палыгорскита.

Таким образом, как современный состав глинистых сланцев, так и данные петрохимических реконструкций позволяют предполагать, что формирование исходной тонкой алюмосиликокальцитовой в айское время происходило в условиях климата, приближавшегося к аридному.

Саткинский уровень. В современном составе глинистых сланцев верхнесаткинской подсвиты преобладает, по нашим данным, хлорит, что является весьма специфической особенностью и в целом не типично для глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория. Это обстоятельство может свидетельствовать, по нашему мнению, об особых условиях накопления исходных осадков верхнесаткинской подсвиты.

Известно [Bockheim, 1982; Campbell, Claridge, 1982; Лисицын, 1991] (см. также главу 1), что повышенные содержания хлорита в исходно глинистых осадках либо могут быть следствием низовального климата в областях сноса (преобладание процессов физического выветривания при сохранении первичного состава размывавшихся толщ), либо отражают преобладание среди источников сноса минералов основных пород, обогащенных катионами Fe^{2+} и

Mg^{2+} , а также продуктов их выветривания в теплом климате (в том числе монтмориллонита). Нам представляется более логичной здесь вторая модель, т.к. совокупность литологических признаков свидетельствует об образовании отложений саткинской свиты в условиях относительно теплого климата при активном протекании процессов хемогенного и хемобиогенного карбонатакопления. Преобладание магнезиально-железистого хлорита в составе глинистых пород в таких обстановках связано скорее всего с трансформацией его из обогащенных магнием и железом смектитов, поступавших в область седиментации из кор выветривания по основным породам. Для глинистых пород саткинской свиты отмечено также обогащение *"... в вышекларковых концентрациях V и Cr"*, установлена *"... ассоциация терригенных минералов - хромшпинелиды, пироксен, сульфиды, а также сочетание таких элементов, как V-Cr-Cu"*, что связывается с существенной ролью базитовых и гипербазитовых источников питания в саткинское время [Рыкус и др., 1993, с.18].

Недостаточное количество калия в составе формировавшихся в подобных условиях глинистых осадков (следует также учесть отсутствие на данном уровне прослоев алевролитов и песчаников с калиевыми полевыми шпатами - основных источников калия в процессах литогенеза), по всей видимости, и обусловило переход смектитов в хлорит, тогда как диоктаэдрические слюды присутствуют, по нашим данным, в составе глинистых сланцев только в виде небольшой примеси.

Причины образования талька, обнаруженного в отложениях верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты в Саткинских магнезитовых месторождениях не только в глинистых сланцах, магнезитах, а также и во вмещающих их доломитах, могут быть скорее всего различными. Во-первых, появление талька могло быть связано с последовательными преобразованиями в катагенезе сепиолита, являющегося характерным минералом осадков зон аридного седиментогенеза. Подтверждением накопления отложений верхнесаткинского уровня в подобных климатических условиях является высокая магнезиальность карбонатных пород карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты, рассматривающихся как обра-

зования мелководной лагуны [Анфимов и др., 1983]. Во-вторых, причиной формирования талька мог быть магнесьиальный метасоматоз в карбонатной толще саткинской свиты, обусловленный процессами образования и преобразования магнезитовых залежей. О том, что подобный процесс вполне вероятен, свидетельствует эпигенетическая гнездообразная форма выделения крупнокристаллических агрегатов талька.

Все сказанное выше указывает на накопление исходных глинистых осадков саткинского времени в обстановках преимущественно аридных и семиаридных.

Бакальский уровень. Отложения бакальской свиты, развитые в зоне проявления интенсивных гидротермально-метасоматических процессов и неоднократных тектонических перестроек, связанных с формированием сидеритовых месторождений [Крупенин, 1999], значительно эпигенетически преобразованы. Глинистые минералы в глинистых сланцах данного уровня представлены преимущественно гидрослюдой политипа $2M_1$, серицитом ($2M_1$) и магнезиально-железистым хлоритом. В глинистых сланцах из ряда горизонтов, сложенных в основном низкоуглеродистыми глинистыми сланцами (макаровская подсвита, иркусканская и др. пачки мало-бакальской подсвиты), в составе фракции менее 0.001 мм иногда отмечаются реликты смешанослойных образований слюда-монтмориллонит [Сульман, Демчук, 1978]. В мощных однородных толщах низкоуглеродистых глинистых сланцев здесь также присутствуют реликты тонкодисперсной (менее 0.01 мкм) фазы разбухающих образований монтмориллонит-вермикулитового ряда [Крупенин и др., 1994]. С учетом состава преобладающего в породах парагенеза (гидрослюда+серицит+магнезиально-железистый хлорит) это позволяет предполагать присутствие в составе исходных глинистых осадков седиментационного бассейна бакальского времени и такого минерала, как монтмориллонит. Его образование было, по всей видимости, связано с привносом в бассейн седиментации продуктов выветривания основных пород, на что указывают также общая повышенная железистость глинистых пород бакальского уровня [Гареев, 1989], повышенные содержания Co и Cu в глинистых слан-

цах малобакальской подсвиты [Рыкус и др., 1993] и относительно высокие содержания амфиболов и пироксенов в тяжелой фракции обломочных пород рассматриваемого уровня [Орлова, 1960]. В то же время преобладание в составе тяжелой фракции алевролитов и песчаников циркона и магнетита и повышенные значения гидrolизатного и алюмокремниевого модулей для глинистых пород предполагают существенную интенсивность и длительность преобразования исходной алюмосиликоккластики на палеоводосборах.

Очевидно, можно считать, что при наличии в бакальское время на водосборах в качестве основного источника тонкой алюмосиликоккластики относительно зрелого материала коры выветривания в области размыва появились и новые (дополнительные) источники сноса, поставлявшие относительно свежий материал за счет разрушения основных пород. Возможно, они располагались к юго-востоку от современного Бакальского рудного района [Крупенин, 1987, 1999]⁵⁵.

Для глинистых сланцев из наиболее восточных районов распространения отложений бакальской свиты (хр. Уван и др.) также характерны повышенное содержание хлорита и повышенная железистость; эти образования коррелируются с отложениями нижней части малобакальской подсвиты Бакальского рудного поля, где к оглождениям шуйдинской пачки приурочены стратиформные магнезитовые залежи. Не исключено, что привнос во время накопления отложений шуйдинского уровня тонкой алюмосиликоккластики, сформированной за счет размыва основных пород, обусловил существенный резерв магния в исходных осадках, явившийся одним из основных источников магния для формирования в литогенезе магнезитов.

Климатические условия бакальского времени были, по всей видимости, гумидными и теплыми. Это подтверждается не только широким развитием строматолитов в карбонатных отложениях, но и повышенными средними содержаниями органического (шунгитоподобного) углерода (на уровне 0,5-1%) в глинистых сланцах и

⁵⁵ Интересно отметить, что юго-восточное положение источников сноса реконструировано и для магнезитоносных отложений верхнесаткинской подсвиты [Бусыгин, 1991]

преобладающей серой и темно-серой окраской отложений [Крупнин и др., 1994]. Относительно высокие и устойчивые по разрезу значения гидролизатного (0.4-0.6) и алюмокремниевого (0.3-0.4) модулей, как и коэффициента *CIA* (70-80) (см. разделы 5.2 и 5.3), также свидетельствуют о гумидном теплом климате.

Накопление алевроито-глинистых отложений в бакалском седиментационном бассейне происходило в мелководно-морских условиях⁵⁶. Однако наиболее мощные терригенные горизонты (иркусская пачка и макаровская подсвета, имеющие мощность соответственно около 300 и 650 м), образовались, возможно, в дельтовых и/или опресненных условиях. Такой вывод предполагается нами по результатам изучения отношения органического углерода к пиритной сере [Крупнин и др., 1995]. Возникновение опресненных лагунных обстановок могло быть следствием приближения береговой линии к бассейну седиментации и активного привноса терригенного материала в условиях медленно прогибающегося выравниваемого дна мелководного шельфа.

Учитывая все сказанное выше, а также данные петрохимических реконструкций, можно предполагать, что состав исходной тонкой алюмосиликокластики был близок к ассоциации типа гидрослюда+хлорит+смешанослойные образования и, возможно, монтмориллонит, типичной для мелководно-морских зон бассейнов гумидного климатического пояса.

Зигазино-комаровский уровень. Современный состав глинистых сланцев данного уровня - это парагенез хорошо окристаллизованных диоктаэдрических слюд политипа 2M₁ и небольшой примеси магнезиально-железистого хлорита невысокой степени кристалличности. Отмечено присутствие в составе глинистых пород и пиррофиллита [Карпова, Тимофеева, 1975].

Последний был обнаружен, однако, только лишь в районе

⁵⁶ Мелководно-морской характер седиментации во время накопления отложений малобакальской подсветы, содержащей мощные, до 250 м пачки известняков, не вызывает сомнения [Крупнин, 1999]. В шуйдинский век в условиях аномальной солсности (по-видимому, в лагуне) формировались высокомагнезиальные карбонатные осадки, представленные в настоящее время горизонтом доломитов стехиометрического состава, содержащих стратифицированные магнезитовые залежи [Крупнин, Алимов, 1985].

Бакальского рудного поля среди пород, затронутых гидротермально-метасоматическими и динамометаморфическими процессами. Анализ данных по составу глинистых минералов зигазино-комаровской свиты в пределах всего Башкирского мегантиклинория показывает отсутствие среди них минералов группы каолинита или продуктов их трансформации. В то же время отмечается высокая степень преобразованности слюды, относящейся, как правило, к политу типу $2M_1$ (для большинства других терригенных уровней юрматиния типично также значительное присутствие диоктаэдрической слюды модификации $1M$). Известный в составе глинистых сланцев рассматриваемого уровня типового разреза рифея хлорит характеризуется невысокой степенью кристалличности.

По мнению Г.В. Карповой и З.В. Тимофеевой [1975], формирование исходно глинистых осадков зигазино-комаровского уровня происходило за счет размыва “... материала кор выветривания каолинового типа”, которые “... формировались после длительного континентального перерыва”. Этот вывод основывался на представлениях о генезисе пиррофиллита за счет осадочных пород, богатых Al_2O_3 , но обедненных Mg и Fe , в частности, при реакции каолинита с кварцем в термодинамических условиях метазенеза.

Однако, на наш взгляд, своеобразие современного минерального состава глинистых пород зигазино-комаровской свиты может быть, по всей видимости, объяснено особенностями прохождения процессов литогенеза. Большинство разрезов свиты сложено пакстами тонкослоистых алевролитов и глинистых сланцев и/или мелко- и крупнозернистых алевролитов, что позволяет рассматривать всю линзу песчано-алевролитоглинистых пород зигазино-комаровского уровня в литогенезе как открытую систему, характеризовавшуюся повышенной проницаемостью и, соответственно, длительной миграцией седиментогенных и эпигенетических флюидов, способствовавших существенному преобразованию исходного минерального состава отложений.

Данные литолого-фациальных и геохимических исследований свидетельствуют о прибрежно- и/или мелководно-морском (а иногда и “сверхмелководном”) генезисе подавляющей части отло-

жений данного уровня среднего рифея [Маслов, 1991; Крупенин и др., 1995]. Повышенная проницаемость рассматриваемых отложений, морской состав захороненных поровых вод, присутствие калиевых полевых шпатов в составе обломочного материала способствовали интенсивной гидрослюдизации исходного глинистого материала. Активные трансформации в катагенезе могли содействовать относительно высокой степени серицитизации глинистых пород свиты.

Открытый характер системы в литогенезе, естественно, не способствовал сохранению реликтовых (седиментогенных) глинистых минералов. Исходя из современного состава глинистых пород свиты можно предполагать присутствие среди отложений бассейна осадконакопления слюдистых минералов, а по наличию магнетитно-железистой разновидности хлорита (содержание окиси железа в алевролитах в среднем 5% [Гареев, 1989]) – и монтмориллонита. Соответственно, такая ассоциация глинистых минералов указывает, что формирование исходной тонкой алюмосиликокластики происходило преимущественно в гумидных обстановках.

Для отложений **авзянской свиты среднего рифея и ряда уровней верхнего рифея** западного крыла Башкирского мегантиклинория характерной чертой является относительно слабая степень вторичных эпигенетических преобразований, что позволяет более определенно рассуждать об источниках сноса и климатических параметрах седиментации.

Наиболее характерной чертой всех указанных образований является преобладание в современном минеральном составе глинистых сланцев гидратированного иллита, примеси хлорита в относительно небольших количествах и смешанослойных образований, содержащих вермикулит.

Наличие диоктаэдрического вермикулита в относительно слабо измененных глинистых породах как в виде самостоятельной фазы, так и в составе смешанослойных образований ряда гидрослюда-вермикулит-хлорит приводит к мысли, что этот минерал является продуктом стадийного преобразования гидрослюда в литогенезе. Известно [Коссовская, 1966], что при разрушении мускови-

та за счет наиболее тонких его фракций может происходить образование вермикулитоподобных минералов. Исходя из этого можно предположить, что трансформация глинистых минералов в данном случае происходит следующим образом: гидрослюда → гидрослюда-вермикулит → вермикулит → вермикулит-хлорит → хлорит. Возможно, однако, что такое изменение претерпевает только наиболее тонкая фракция гидрослюды, а остальные остаются без заметного изменения [Крупенин, 1999]. Указанная последовательность преобразований должна привести, в конечном счете к парагенезу гидрослюда-*Mg-Fe*-хлорит, широко развитому в предельно измененных в литогенезе породах рифея.

Формирование хлоритов может происходить и за счет высвобождения катионов *Fe* и *Mg* из структуры смектитов. Одним из наиболее вероятных источников железа, участвующих в образовании высокожелезистых хлоритов, рассматриваются в настоящее время рассеянные в породах тонкодисперсные аморфные гидроокислы железа [Дриц, Коссовская, 1991]. То, что этот механизм возможен, показывает присутствие в пробах с преобладающим вермикулитовым составом до 6-7% железа (табл. 28), по-видимому, в рентгено-аморфной форме гидроокислов [Крупенин и др., 1998]. Однако нельзя отрицать присутствия и аллотипного железистого хлорита среди глинистых пород верхнего рифея, который, как показано новейшими исследованиями, может сохраняться в глинистом обогащенном органикой морском осадке в зонах не только нивального, но и семиаридного климата [Домбровская и др., 1998].

Анализ тонкодисперсного алюмосиликокластического материала, поступающего в настоящее время в Мировой океан, показал, что он в среднем более чем на 80% состоит из монтмориллонита и гидрослюды [Кеннет, 1987]. О возможном поступлении в конце среднего и в позднем рифея в область седиментации монтмориллонита свидетельствуют встречающиеся в небольших количествах в составе глинистых пород юрматинской и каратауской серий смешанослойные образования типа слюда-монтмориллонит [Сульман, Демчук, 1978; Кагарманова, 1998]. Можно предполагать, что основная масса монтмориллонита была со временем трансформи-

рована в слюду и хлорит; возможность протекания таких реакций продемонстрирована в экспериментальных работах [Коссовская, 1966; Дриц, Коссовская, 1991]. Монтмориллонит легко преобразуется в слюдоподобные минералы в диагенезе, на более поздних стадиях в эпигенезе он переходит в слюдистый минерал. В пользу трансформации в глинистых породах стратотипа рифея монтмориллонита в слюдистый минерал (иллит) свидетельствует постоянная примесь гидрослюда, независимо от того, находится ли она в виде самостоятельной фазы или же присутствует в смеси с хлоритом, вермикулитом или разного рода смешанослойными образованиями, в состав которых могут входить все три вышеперечисленных минерала. Гидрослюда может рассматриваться как реликтовое переходное образование трансформационного ряда монтмориллонит $\rightarrow$ гидрослюда-монтмориллонит $\rightarrow$ гидрослюда-смешанослойные образования $\rightarrow$ иллит-хлорит.

Не исключено, однако, что источником иллита в современном минеральном составе глинистых пород могут быть и биотиты. Известно, что в процессах выветривания, диагенеза и постдиагенетических преобразований биотит является одним из наименее стойких компонентов [Дриц, Коссовская, 1991]. Намечены разные линии превращения биотита: 1) аморфизация; 2) переход в хлоритоподобный минерал; 3) трансформация в диоктаэдрический иллит. В нашем случае дифрактометрия фиксирует в области отражения 060 пики, характерные только для диоктаэдрических иллитов, однако небольшие количества триоктаэдрического биотита трудно диагностировать, т.к. его рефлекс в этой области обычно вытесняется отражением кварца. Выводу о том, что из областей сноса в бассейн седиментации поступал в существенном количестве биотит, не противоречат и данные химических анализов глинистых сланцев (содержание $TiO_2 \sim 0.8\%$, см. табл. 28).

Микроскопическое изучение глинистых пород верхнего рифея показало присутствие в них пластинок обломочного, частично аморфизованного, гидратированного, хлоритизированного и/или ожелезненного биотита. Таким образом, биотит вполне мог быть источником диоктаэдрического иллита (переход Fe^{2+} в Fe^{3+} , удале-

ние части *Mg* и *Fe* из октаэдрических позиций с заменой на катионы *Al* [Дриц, Коссовская, 1991]); нельзя, однако, полностью исключить и его переход в хлоритоподобный минерал.

Дискуссионным остается вопрос о мусковитах из областей сноса как источнике деградированного иллита. Исследования минерального состава осадков Мирового океана свидетельствуют, что основная часть терригенных осадков (> 70% обломочного и глинистого материала) является унаследованной, т. е. поступает с континента [Милло, 1968; Горбунова, 1970; Лисицин, 1991]. Среди терригенных осадков более всего в океане распространены глины. Вклад в их формирование базальтового вещества и продуктов его разложения (смектитов) относительно невелик [Кеннет, 1987]. В то же время рентгенографические исследования состава осадков бассейнов различного типа (соленых и пресных озер и океанов) показывают, что на дифрактограммах неориентированных природных образцов глинистые минералы имеют общую особенность: ослабление или полное исчезновение базальных отражений и усиление относительной интенсивности двумерных (4.47, 2.57 и 1.500 *ang*) [Шляпников и др., 1990; Демчук, Корнилов, 1998]. Это может быть связано со способностью глинистых минералов, в первую очередь монмориллонита и диоктаэдрической слюды, расщепляться по плоскостям спайности вплоть до образования элементарных слоев [Котельников, Конюхов, 1986]. Поскольку указанная особенность не зависит от характера водосборных площадей, которые определяют состав и количество глинистых минералов, поступающих в бассейн седиментации, минерализации вод, содержания органического вещества, динамики среды и других факторов, следует полагать, что и мусковиты метаморфических пород могут служить источником деградированных иллитов. Сделанный вывод определенным образом противоречит существующему в литературе мнению об устойчивости мусковита в условиях морской седиментации [Чекин, 1984; Дриц, Коссовская, 1991], которое основано в значительной мере на экспериментальных данных по выветриванию крупночешуйчатых мусковитов.

Выполненное нами рентгенографическое исследование слю-

дистых минералов в глинистых сланцах верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (см. рис. 24) показало, что на дифрактограммах природных образцов даже при значительно ослабленных 10-ангстремных отражениях достаточно четко фиксируются линии модификации $2M_1$. Мы полагаем, что эта высокотемпературная модификация относится только к незначительной части крупных частиц иллитов, а основная масса терригенных мусковитов превратилась в деградированный тонкодисперсный иллит. Доля более крупного материала ($>> 100 \text{ анг}$), определяющего интенсивность (высоту) 10-ангстремных пиков на дифрактограммах, будет в таком случае в существенной мере зависеть от скорости сноса, удаленности от берега, подводных течений и других седиментологических факторов.

Суммируя все сказанное выше, можно, на наш взгляд, предполагать, что основная масса тонкозернистого алюмосиликатного материала во время накопления многокилометровых толщ рифея Башкирского мегантиклинория была представлена преимущественно гидрослюдой с некоторой долей монтмориллонита. Обломочный материал включал в значительном количестве слюды полиптипа $2M_1$, что свидетельствует о присутствии на всем протяжении рифея в составе областей размыва и метаморфических толщ. Несмотря на относительно невысокую степень постдиагенетического преобразования глинистого вещества во многих разрезах, в его составе практически не обнаруживаются минералы группы каолинита и/или следы их трансформации. Это может быть показателем 1) невысокой зрелости тонкообломочного материала, поступившего в бассейн вследствие незавершенности процессов химического выветривания на водосборах; 2) преобладания на рассматриваемой территории мелководно-морских фаций, для которых каолинит, как правило, не характерен. Каждая из указанных причин нуждается, на наш взгляд, в дополнительном рассмотрении. Присутствие примеси палыгорскита и реликтов монтмориллонита, литологические и петрогеохимические особенности исходно глинистых пород ряда стратиграфических подразделений типового разреза рифея предполагают преобладание в областях сноса и аккумуляции ссмиарид-

ных климатических обстановок. Однако в отсутствие почвенного слоя и наземной растительности процессы мобилизации и транспортировки тонкой алюмосиликокластики существенно отличались от современных, что могло обусловить и, вероятно, обусловило поступление в бассейны седиментации недостаточно зрелого осадочного материала (аркозы, субаркозы, полевошпато-кварцевые песчаники и т.п.). Морское осадконакопление в условиях относительно теплого климата с формированием глауконитсодержащих отложений характерно только для второй половины позднего рифея (инзерско-укский уровень). В то же время детальное рассмотрение вариаций петрохимических модулей позволяет предполагать и для этих отложений периодическое проявление аридизации климата в областях сноса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы попытались рассмотреть применительно к верхне-докембрийскому разрезу западного склона Южного Урала индикационные возможности глинистых минералов и пород в реконструкции палеоклиматических особенностей седиментогенеза. Были суммированы оригинальные и литературные материалы о вещественном составе глинистых сланцев большинства литостратиграфических уровней типового разреза рифея и ашинской серии венда Башкирского мегантиклинория. Сведены воедино рассеянные в ряде публикаций и существенно дополнены оригинальными данными петрогеохимических реконструкций представления об исходном составе поступавшей в седиментационные бассейны раннего, среднего и позднего рифея тонкой алюмосиликокластики. Значительное внимание в процессе исследований уделено анализу зрелости пелитового материала и расшифровке палеоклиматических обстановок позднего докембрия на основе рассмотрения особенностей изменения ряда петрохимических модулей (гидролизатный, алюмокремниевый, натриевый, индекс *CIA* и др.) в глинистых сланцах и аргиллитах как по средним для свит и подсвит данным, так и по материалам послойного опробования конкретных разрезов бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий. Оценены основные тенденции эволюции палеоклимата в областях сноса во время накопления осадочных ассоциаций рифея и венда. Предложены первые рабочие модели, позволяющие наметить по современному минеральному и химическому составу глинистых сланцев и аргиллитов особенности исходного состава поступавшей в рифес в области седиментации тонкой алюмосиликокластики.

Проведенные исследования позволяют нам сделать следующие выводы.

Рассмотрение литологических особенностей и вещественного состава глинистых пород верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория показывает, что в целом здесь мы имеем дело с образованиями, не претерпевшими каких-либо значительных метаморфических трансформаций. Установлена заметная неоднородность постседиментационного преобразования исходно глинистых пород не только верхнего, но также среднего и нижнего рифея Баш-

кирского мегантиклинория. На это со всей очевидностью указывают такие факты: 1) присутствие в разрезах айской свиты нижнего рифея на западном крыле Тараташского антиклинория, наряду с гидрослюдой политипа $2M_1$ и хлоритом, гидрослюды $1M$, смешанослойных образований, хлоритизированного и гидратированного биотита; 2) наличие в мощных однородных пачках низкоуглеродистых сланцев бакальской свиты нижнего рифея, имеющих характер “*закрытых систем*”, реликтов смешанослойных образований типа монтмориллонит-вермикулит и слабоокристаллизованной гидрослюды; 3) присутствие в исходно глинистых породах авзянского уровня юрматиния в ряде разрезов “*истонченных, деградированных по оси с гидрослюд*”, которые, на наш взгляд, остались законсервированными в ходе литогенетических преобразований. Наличие в ряде проб из разрезов авзянской свиты такой специфической ассоциации глинистых минералов, как диоктаэдрические слюды модификаций $2M_d + 1M_d +$ “*деградированные глины*”, позволяет предполагать, что часть “*литогенетически зрелого материала*” была привнесена в осадок еще на стадии седиментогенеза. Аналогичный “*деградированный материал*” с примесью литогенетически зрелых слюд ($2M_d$) обнаружен в некоторых разрезах верхнего рифея. Кроме того, для верхнего рифея характерно присутствие гидратированного иллита и смешанослойных образований, содержащих тонкодисперсный диоктаэдрический вермикулит. Указанный парагенез глинистых минералов свидетельствует об относительно невысокой степени постседиментационной трансформации аллотигенного глинистого материала в отложениях верхнего рифея. Предполагается, что в составе поступавшей в позднем рифее с континента в область седиментации тонкой алюмосиликокластики основная роль принадлежала гидрослюде и, по всей видимости, монтмориллониту.

Существенная пестрота современного состава глинистых пород многих подразделений типа рифея позволяет предполагать неравномерность процессов литогенетического преобразования их исходного минерального состава и сохранение в них во многих случаях *первичного седиментационного сигнала*.

Петрохимические реконструкции минерального состава исходных осадков с использованием ряда методов показали, что ос-

новным компонентом тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в рифеи и венды в бассейны осадконакопления, существовавшие на рассматриваемой территории, являлась гидрослюда, а общая зрелость пелитового материала варьировала в относительно широком диапазоне значений. Преобладающее число фигуративных точек индивидуальных проб глинистых сланцев и аргиллитов верхнедокембрийского разреза западного склона Южного Урала на диаграмме *Ронова–Хлебниковой* локализовано в поле перекрытия составов глин аридного и холодного климата. Разграничение их возможно далеко не всегда (наиболее хорошо это может быть сделано для бирьянского уровня каратавия) и только с использованием дополнительных химических и/или литологических критериев. В целом использование для реконструкции исходного минерального состава тонкой алюмосиликокластики в типовом разрезе рифеи и ашинской серии венды, как и палеоклиматических обстановок ее формирования, петрохимических методов, не принесло, на наш взгляд, желаемого результата. Более информативным в отношении реконструкции степени зрелости и палеоклимата оказалось применение системы петрохимических модулей Я.Э. Юдовича и *СИА*-индекс Х. Несбитта и Дж. Янга.

Анализ средних значений гидролизатного, алюмокремниевое и натриевого модулей для всех литостратиграфических подразделений типа рифеи и ашинской серии позволил обнаружить существование заметных вариаций зрелости поступавшей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики. В течение раннего рифеи на водосборах происходило постепенное вызревание пелитового материала. Максимально зрелым в петрохимическом отношении в составе бурзянской осадочной последовательности являются глинистые сланцы бакальского уровня. Средний рифей характеризовался поступлением в область седиментации вначале тонкой алюмосиликокластики варьирующей степени зрелости, к концу юрматиния (авзянское время) она стала в целом несколько выше. В самом начале позднего рифеи отчетливо реконструируется эпизод поступления в область седиментации достаточно зрелой в петрохимическом отношении тонкой алюмосиликокластики из областей с преобладанием гумидного климата. Вторично (но устанавливается это уже по другим петрохимическим параметрам) высокозре-

лый пелитовый компонент поступал в позднерифейский седиментационный бассейн в начале и середине катавского времени. Незадолго же до указанного события, в конце зильмердакского времени (бедерышинский век), в терригенном стоке преобладал пелитовый материал с низкими и сверхнизкими величинами AM и $ГМ$; с учетом литологических данных, этот эпизод связывается нами с установлением в областях сноса обстановок, сходных (или близких к таковым) с аридными. В целом на протяжении значительной части позднего рифея климат в областях размыва был сходен с аридным или семиаридным. В венде наиболее зрелая алюмосиликокластика поступала в бассейн во время накопления отложений басинской свиты. Основываясь на общей форме кривых AM и $ГМ$, можно говорить о заметном различии процессов вызревания тонкой алюмосиликокластики в течение раннего-среднего рифея и позднего рифея-венда. Для позднего рифея намечается до 3 и более циклов вариаций AM и $ГМ$ более высокого порядка. Для отложений ашинской серии характерно снижение степени зрелости тонкой алюмосиликокластики снизу вверх по разрезу, но связано это в основном с усилением сноса в бассейн седиментации незрелого в петрохимическом отношении материала.

Впервые для анализа климатических обстановок позднего докембрия западного склона Южного Урала использован индекс химического изменения X . Несбитта и Дж. Янга (индекс CIA), рассчитываемый по валовому химическому составу глинистых сланцев и аргиллитов. Это позволило показать (используя данные по средним значениям состава исходно глинистых пород для свит и подсвит) существование в типовом разрезе рифея трех групп тонкозернистых терригенных образований. Первая представлена глинистыми породами, имеющими значения $CIA > 70$. По данным X . Несбитта и Дж. Янга [Nesbitt, Young, 1982], это образования, сформированные за счет пелитового материала, поступавшего из областей гумидного климата. К данной группе относятся исходно глинистые породы бакальской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит. Вторая группа объединяет глинистые сланцы и аргиллиты со значениями $CIA < 60$ (суировский уровень нижнего венда, бедерышинский уровень верхнего рифея и ряд уровней в разрезах бурзяния и юрматиния). Это отложения, сформированные в ос-

новном за счет тонкой алюмосиликокластики из зон аридного климата, и только для аргиллитов суировской свиты раннего венда весьма низкие значения индекса химического изменения могут быть объяснены преобладанием в областях сноса нивальных климатических обстановок. Основная же часть исходно глинистых пород в типовом разрезе рифея принадлежит третьей группе ($60 < CIA < 70$). По нашему мнению, это образования умеренного и семиаридного климата. На основе изучения вариаций степени зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в рифее и венде в область современного Башкирского мегантиклинория, для рассматриваемого интервала времени возможно выделение ранне-среднерифейского и позднерифейско-вендского уровней, различавшихся направленностью процессов выветривания на палеоводосборах. Исходя из анализа средних составов глинистых сланцев и аргиллитов рифея и венда западного склона Южного Урала подтверждены представления о преобладании в позднем докембрии на рассматриваемой территории и в прилежащих районах аридных или близких к ним климатических обстановок.

Впервые рассмотрены вариации величин алюмокремниевого, гидролизатного и натриевого модулей, а также индекса *CIA* в конкретных послойно опробованных естественных разрезах рифея и венда Башкирского мегантиклинория⁵⁷. Установлено наличие разнопорядковой цикличности в характере изменения зрелости тонкой алюмосиликокластики и значений индекса *CIA*.

Сделана попытка построения рабочих моделей, в которых увязывались бы воедино данные о палеогеографических, палеоклиматических и палеотектонических обстановках формирования исходной тонкой алюмосиликокластики и история постседиментационных ее преобразований. В основу таких моделей положены современные литературные данные и представления о существовании в различных по генезису толщах глинистых и песчано-алевритоглинистых пород закрытых и открытых для элизионных флюидов систем. Реальность существования различных, определявшихся главным образом особенностями внутренней организации оса-

⁵⁷В ряде случаев дополнительно привлекались также материалы о химическом составе тонкой фракции глинистых сланцев и аргиллитов.

дочных последовательностей, обстановок трансформации исходного пелитового компонента, наглядно вырисовывается из анализа данных по минеральному составу глинистых пород бакальской, зигазино-комаровской и авзянской свит, а также ряда уровней каратауской серии. Высказано предположение, что на всем протяжении позднего докембрия основными компонентами тонкой алюмосиликокластики, поступавшей в области седиментации, располагавшиеся на территории современного Башкирского мегантиклинория, являлись гидрослюда и монтмориллонит (?). Значительная роль гидрослуд поли типа 2M₁ на многих уровнях типового разреза указывает на почти постоянное присутствие в областях размыва *“литогенетически зрелых толщ”*. Отсутствие, несмотря на относительно невысокую степень постседиментационных преобразований исходного пелитового материала, среди отложений рифея Башкирского мегантиклинория минералов группы каолинита и/или продуктов их трансформации либо свидетельствует об общей невысокой зрелости материала в зонах мобилизации тонкой алюмосиликокластики, либо могло быть связано с преобладанием в типовом разрезе мелководно-морских терригенных ассоциаций, для которых, как известно, каолинит не типичен уже на стадии седиментогенеза.

Своеобразной квинтэссенцией настоящей и предшествующих наших работ [Маслов, 1988а, 1993, 1997а и др.; Маслов, Гаресев, 1996; Крупенин, 1987, 1999 и др.; Крупенин и др., 1994, 1995 и др.; Гареев, 1989; Гареев, Маслов, 1992, 1994; и др.] может являться **табл. 29**, в которой суммированы современные представления о составе окружавших бассейны осадконакопления раннего, среднего и позднего рифея областей размыва, обстановках осадконакопления, тектоническом режиме, климате и зрелости тонкой алюмосиликокластики. Данная таблица весьма наглядно отражает как сохранение почти на всем протяжении рассматриваемого нами громадного интервала времени состава пород в областях сноса и преобладание мелководных и *“сверхмелководных”* обстановок осадконакопления, так и эволюцию тектонического режима, вариации климата и зрелости кластики, вызванные преобразованием интракратонных водоемов раннего-среднего рифея в крупный перикратонный бассейн позднего рифея и постепенным глобальным изменением процессов экзогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азаров Л., Бургер М. Метод порошка в рентгенографии. М.: Иностранная литература, 1961. 363 с.
- Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 242 с.
- Акульшина Е.П. Изучение глинистого вещества для целей расчленения и корреляции осадочных толщ//ЛитоLOGические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск, 1990. С. 19-33.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
- Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И. Постдиагенетические изменения глинистых пород в стратотипическом разрезе рифея Южного Урала//Геология и геофизика. 1995. Т.36, № 5. С.122-127.
- Анфимов Л.В., Огородников О.Н., Коророва Е.В. Источники обломочного кварца рифейских пород на Южном Урале//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: 1995. С. 13-14
- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра 1968 160 с.
- Беккер Ю.Р. О выделении баксеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 125-129
- Беккер Ю.Р. Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области//Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С.14-22.
- Бриндли Г. Хлоритовые минералы//Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., 1965. С. 284-344
- Бусыгин Б.Д. Магнетитовая формация нижнего рифея в Саткинском районе на Южном Урале: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991. Т. 1. 178 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы/Под ред. Б.С. Соколова и М.А. Федонкина. М.: Наука, 1985. 236 с
- Верзилин Н.Н. Об основных различиях литогенеза в естественных седиментационных областях аридных и гумидных зон на примере мелового и юрского осадконакопления в Ферганской впадине//Литология и палеогеография. Сб. 1. Л., 1973. С. 64-75.
- Верзилин Н.Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 144 с.
- Верзилин Н.Н. Генезис глинистых минералов осадочных толщ в свете литолого-палеогеографических данных//Вестн. ЛГУ. 1986. № 3. С. 10-17.

- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской плиты//Геология/Геохимия. 1956. № 2. С. 3-18.
- Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.
- Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала//Стратиграфия СССР. Т.2. Верхний докембрий. М., 1963. С. 114-161.
- Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия//Геология СССР Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч.1: Геологическое описание. М., 1969. С.149-200.
- Гареев Э.З. Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов вставской и укской свит рифея Южного Урала//Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа, 1982. С. 36-46.
- Гареев Э.З. Геохимия и условия формирования отложений миньярской свиты Южного Урала//Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1986. С. 50-58.
- Гареев Э.З. Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал)//Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск, 1987. С. 29-36.
- Гареев Э.З. Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа, 1988. С. 29-35.
- Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГЕОХИ, 1989.
- Гареев Э.З. Петрохимические и геохимические особенности и эволюция состава осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале//Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург, 1997. С. 171-182.
- Гареев Э.З. Петрохимия и эволюция составов терригенных пород как отображение процессов осадконакопления на примере стратотипа ашинской серии венда на Южном Урале//Палеогеография венда и раннего палеозоя. Екатеринбург, 1998. С. 56-63.
- Гареев Э.З., Веретенникова Т.Ю. Петрохимия и геохимия глинисто-карбонатных пород стратотипического разреза авзянской свиты на Южном Урале//Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа, 1987. С. 61-68.
- Гареев Э.З., Маслов А.В. Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1992. № 3. С. 50-60.
- Гареев Э.З., Маслов А.В. Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале//Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 119-127.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.

Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд)//Абсолютный возраст геологических формаций. М., 1964. С. 431-455.

Гвоздков А.Н. Геохимия современных донных осадков озера Байкал: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1998
Геология и палеогеография западного склона Урала/Под ред. Ю.Л. Смирнова. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.

Гольберт А.В. К термической характеристике мезозойских и кайнозойских климатов Северной Азии// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 11. С. 141-148.

Гольберт А.В. Литологические критерии климатов геологического прошлого и их использование в региональных палеоклиматических реконструкциях (на примере мезозоя и палеогена Сибири)//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М., 1984. С. 132-135.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. Л.: Недра, 1987 221 с.

Горбунова З.Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана//Осадкообразование в Тихом океане. М., 1970. Т. I. С. 373-405

Горелов С.К., Журавлев Е.Г., Клевцова А.А. Палеогеоморфологические условия формирования докембрийских кор выветривания в центральных и восточных областях Русской плиты//Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М., 1983. С. 57-67.

Горюжанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа, 1988. С. 41-45.

Горюжанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всес. совещ. Уфа, 1990. С. 51-52.

Горюжанин В.М. Rb-Sr метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995

Демчук И.Г. Способ определения индекса кристалличности вещества//Ежегодник-1997. Екатеринбург, 1998. С. 140-141.

Демчук И.Г., Корнилов Ю.Б. Структурные особенности глинистых минералов осадков современных водоемов//Минералогия Урала. Т. I. Миасс, 1998 С. 106-107.

Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Сазонов В.Н. и др. Диоктаэдрические слюды как индикатор сидеритообразования в рифейских отложениях Башкирского мегаантиклинария//Ежегодник-1996. Екатеринбург, 1997. С.101-104.

Демчук И.Г., Пучков В.Н., Петрищева В.Г. Глинистые минералы осадков океана//Ежегодник-1989. Свердловск, 1990. С. 95-97.

Добровольская Т.И., Поддубная Т.Д. Глинистые минералы рифей-вендских отложений Вольно-Подольи//Геол. журн. 1989. № 3. С. 29-33.

Домбровская Ж.В., Котельников Д.Д., Слукин А.Д., Шлыков В.Г. Ранние стадии преобразования современных осадков северной аридной зоны//Докл. РАН.1998. Т. 362, № 6. С.798-803.

Дриц В.А., Копорулин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду//Литология и полезные ископаемые. 1973. № 5. С. 145-148.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

Кагарманова Н.И. Минеральные фации глинистых пород рифейских отложений северо-западного окончания Башкирского мегантиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1996.

Кагарманова Н.И. Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 157 с.

Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 126 с.

Казанский Ю.П., Бетехтина О.А., Ван А.В. и др. Осадочные породы. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.

Калмыкова Н.А., Суслов Г.А., Гонтарев Е.А. Литологические показатели изменения палеоклиматов в девонском и каменноугольном периодах на территории юго-западной части Архангельской области//Вестн. ЛГУ. 1983. № 18. Вып. 3. Геол., географ. С. 78-81.

Карпова Г.В. Глинистые породы// Справочник по литологии. М., 1983. С.118-129.

Карпова Г.В., Тимофеева З.В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 45-55.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями): масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Кашик С.А., Мазилев В.Н. Литология четвертичных отложений в разрезе глубокой скважины в акватории озера Байкал//Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 484-491.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 119-124.

Кеннет Дж. Морская геология. Т. 2. М.: Мир, 1987. 384 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И., Генина Л.А. Стратиграфия зильмердакской свиты каратавия в стратотипическом разрезе по р. Малый Инзер (Южный Урал)//Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск, 1982. С. 34-52.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Всесоюз. совещ. Уфа, 1990. С. 11-17.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья (О формировании минеральных составов терригенных пород). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с.

Коссовская А.Г. Типизация и генетическое значение смешанослоистых минералов глин//Физические методы исследования минералов осадочных пород. М. 1966. С. 163-180.

Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии//Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М., 1980. С. 168-180.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы верхнедокембрийских отложений Охотского массива//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 7, вып. 3. С. 52-59.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы как индикаторы преобразования осадочных пород в различных зонах земной коры//Изв. ВУЗов Геология и разведка. 1998. № 5. С. 35-41.

Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 320 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.

Крупенин М.Т. Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала// Ежегодник-1982. Свердловск, 1983. С. 24-30.

Крупенин М.Т. Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1987.

Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесущей бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.

Крупенин М.Т., Анфимов Л.В. Взаимоотношения сидеритового и магнетитового оруденения в Бакальском рудном поле//Ежегодник-1984. Свердловск, 1985. С. 121-123.

Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Маслов А.В. Аллохтонный и аутигенный компоненты в глинистых сланцах рифея Башкирского мегантиклинория//Метаматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрографического совещания. Ч. 1. Екатеринбург, 1997. С. 234-238.

Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Маслов А.В. Аллотигенные компоненты в составе глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория: проблемы и подходы//Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 46-47

Крупенин М.Т., Ятлук Г.М., Маслов А.В. К оценке палеосолесности рифейских бассейнов осадконакопления Урала по геохимическим данным (C/S метод, первые результаты)//Ежегодник-1994. Екатеринбург, 1995. С. 39-41.

Крупенин М.Т., Маслов А.В., Петрищева В.Г. и др. Углеродистые глинистые сланцы рифея - новое для Урала минеральное сырье//Ежегодник-1993. Екатеринбург, 1994. С. 45-46.

Крылов И.Н. Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты Южного Урала//Советская геология. 1983. № 6. С. 62-71.

Крылов Н.С. Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород//Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979. С. 99-103.

Лисицин А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая школа, 1984. 414 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Лунгсгесгаузен Г.Ф. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала//Советская геология. 1947. № 18. С. 35-74.

Мавыев Н.Ч. Катагенез верхнемезозойских и верхнепалеозойских формаций юго-запада Туранской плиты. Ашхабад: Ылым, 1986. 220 с.

Макки Э.Д. Распознавание жарких и аридных климатов прошлого//Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 229-240.

Маслов А.В. Литологические особенности пород большеинзерской свиты нижнего рифея Южного Урала//Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа, 1982. С. 13-19.

Маслов А.В. Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале//Советская геология. 1985. № 6. С. 74-81.

Маслов А.В. Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 2. Фации и палеогеография времени накопления терригенно-карбонатных комплексов верхней части зильмердакской свиты//Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 116-124.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988а. 133 с.

Маслов А.В. Условия образования терригенных отложений большеинзерской свиты нижнего рифея (Южный Урал)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988б. Т.63, вып.6. С. 80-84.

Маслов А.В. Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 97-110.

Маслов А.В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993. 339 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ; № 565-В93).

Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997а.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997б. 220 с.

Маслов А.В., Гареев Э.З. Литолого-геохимические особенности стратотипического разреза большеинзерской свиты на Южном Урале//Советская геология. 1983. № 8. С. 103-108.

Маслов А.В., Гареев Э.З. Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале//Советская геология. 1988. № 9. С. 57-66.

Маслов А.В., Гареев Э.З. Петрографо-петрохимические аспекты формирования нижнерифейских песчаниковых ассоциаций Южного Урала//Геохимия. 1996. № 3. С. 278-288.

Маслов А.В., Гареев Э.З. К оценке ряда общих параметров накопления и позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория на Южном Урале по петрохимическим данным//Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 75-91.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП "Принт", 1998. 225 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.

Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 390 с.

Михайлов Б.М. Особенности докембрийского гипергенеза//Литология и полезные ископаемые. 1991. № 5. С. 60-78.

Михайлов Б.М. Особенности континентального перерыва R1-R2 на железорудных месторождениях Бакала (Южный Урал)//Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 632-642.

Негруга Т.Ф. О возможностях реконструкций палеоклиматов докембрия//Современные проблемы палеоклиматологии и литологии. Л., 1985. С. 69-85.

Нижний рифей Южного Урала/В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов и др. М.: Наука, 1989. 208 с.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита как индикаторы эволюции обстановок осадконакопления//Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск, 1981. С. 71-78.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР/Под ред. Б.С. Соколова. Л.: Наука, 1990. 164 с.

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Екатеринбург, 1995. С. 73-75.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. U-Pb-систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал)//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 20-31

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-в Саратовского госуниверситета, 1948. 407 с.

Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия "серпидит"/Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69-87.

Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Вып. 28. С. 31-43.

Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации//Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск, 1987. С. 35-46.

Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1988.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1986. 104 с.

Петтиджен Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Подковыров В.Н., Гареев Э.З. Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала//Геологическое изучение и использование недр. Научно-техн. информ. сб. М., 1995. Вып. 1. С. 25-36.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала)/Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 3-19.

Тропченко А.А., Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б. Распределение органического материала и некоторых породообразующих элементов в донных осадках Селенгинского района оз. Байкал как показатель климатических изменений//Геология и геофизика. 1993. № 10-11. С. 78-92.

Трошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 256 с.

Раaben М.Е. Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала//Советская геология. 1985. № 5. С. 88-96.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов: (слоистые и карасные силикаты)/Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР//Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979. С. 147-153.

Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли//Геохимия. 1972. № 2. С. 137-147.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления//Геохимия. 1965 № 2. С. 131-158.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ//Геохимия. 1970 № 4. С. 403-418.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин//Геохимия. 1961. № 6. С. 449-469.

Ронов А.Б., Гурин Ю.П., Казаков Г.А. и др. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ//Геохимия. 1965 № 8 С. 961-976.

Рыкус М.В. Золотоносность докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1995. 44 с.

Рыкус М.В., Андреев Н.И., Муркин В.П. и др. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. 40 с.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.

Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 255 с.

Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов - новое направление геологии//Отечественная геология. 1993. № 1. С. 64-75.

Соколов В.А., Хейсканен К.И. Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии//Геология докембрия. 27-й МГК. Доклады С.05. М., 1984. С. 35-43.

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б. Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 4. С. 3-21.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург. Роскомнедра; ИГиГ УрО РАН, 1993.

Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология/Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.

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

Сулман А.М., Демчук И.Г. Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория//Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск, 1978. С. 16-24.

Сулман А.М., Демчук И.Г., Петрищева В.Г. Новые данные о минеральном составе глинистых сланцев бакальской свиты на Южном Урале//Ежегодник-1973 Свердловск, 1974. С. 26-27.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Уокер Г.Ф. Вермикулитовые минералы//Рентгеновские методы изучения структуры глинистых минералов. М., 1965. С. 345-374

Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности)/М.Ф. Викулова, Ю.К. Бурков, А.В. Македонов и др. Л.: Недра, 1973 288 с.

Филиппов В.А. Паралическая сидеритоносная и фосфоритоносная формация докембрия западного склона Южного Урала//Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 1. С.158-162.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 106 с.

Чекин С.С. Кристаллогенез глинистых минералов (прикладные аспекты). М.: Наука, 1984. 94 с.

Шалагинов В.В. Проблемы рифея Урала//Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург, 1995. С.132-133.

Шляпников Д.С., Демчук И.Г., Окунев И.П. Минеральные компоненты донных отложений озер Урала. Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1990. 102 с.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1986. 36 с.

Юдович Я.С., Кетрис М.П. Проблемы литохимии. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 28 с.

Юдович Я.Э., Гареев Э.З., Кетрис М.П. Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах//Геохимия. 1991. № 5. С. 689-700.

Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 222 с.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 294 с.

Ясаманов Н.А. Климатический тренд докембрия//Жизнь Земли: Землеведение и природные ресурсы. М., 1986. С.77-81.

Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.

Alietty A., Mejsner J. Structure a talk/saponite mixed-layer mineral//Clays and clay minerals. 1980. V. 80, № 5. P. 345-357.

Bockheim J.C. Properties of a chronosequence of ultra-xerous soils in the Trans-Antarctic mountains//Geoderma. 1982. V. 28. P. 239-255.

Donnelly T.H., Jekson M.J. Sedimentology and geochemistry of a mid-Proterozoic lacustrine unit from northern Australia//Sediment. Geol., 1988. V. 58. P. 145-169.

Campbell I.B., Claridge G.G.C. The influence of moisture on the development of soils of the cold deserts of Antarctica//Geoderma. 1982. V. 28. P. 221-238.

Chafetz H.S. Evidence for an arid to semi-arid climate during deposition of the Cambrian system in central Texas//Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1980. V. 30. P. 83-95.

Gibbs R.J. Clay-mineral segregation in the marine environment//J. Sediment. Petrol. 1977. V. 47. P. 237-243.

Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenko T.L. et al. Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence//Terra nova. 1995 V.7. P. 330-331.

Hallam A. Jurassic environments. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1975. 215 pp.

Hallam A., Grose J.A., Ruffel A.H. Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France//Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1991. V. 81. P. 173-187.

Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment: (1) Mineralogical and chemical evidence//GSA Bull. 1976. V. 87. P. 725-737

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

Rhoton F.E., Smeck N.E., Wilding L.P. Preferential clay-mineral erosion from watersheds in the Maumee River basin//J. Environ. Qual. 1979. V. 8. P. 369-376.

Ruffel A.H. Facies analysis of the Aptian-Albian Lower Greensand in southern England. Ph. D. Thesis. Birmingham Univ., 1989. 145 pp.

Singer A. The Paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review//Earth-Science Rev. 1984. V. 21. P. 251-293.

Singer A. Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess//Sediment Geol. 1988. V. 59. P. 251-259.

Thorez J. Phyllosilicates and clay minerals. Editions G. Lelotte, Dison/Belgique. 1975. P. 580.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa//Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1990. V. 81. P. 49-57.

Young G.M., Nesbitt H.W. Major element geochemistry of diamictites and argillites of the Gowganda Formation (Early Proterozoic), Ontario, Canada//Abstracts of 12th International Sedimentol. Congress. Canberra, 1986. P. 344.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

**Минеральный состав глинистых пород
бакальской свиты нижнего рифея по данным
рентгеноструктурного анализа**

№ п.п.	№ пробы	Пач- ка	Место взятия	Модифика- ция ди- октаэдричес- кой слюды	Доля хлорита от количества слюды, в %*	Другие примеси	Параметры кристаллической решетки, <i>анг</i>	
							<i>b</i>	<i>c</i> xsin β
1	37/69	b ₁	хр.Уван	2М ₁	10	Q, (MM+Vr?)	8.99	20.03
2	477-1	b ₁	р.Бакал	2М ₁	50	Q	9.006	20.06
3	477-3	b ₁	-«-	-«-	40	Q	8.99	20.06
4	480-2	b ₂ ¹	Новобак. к-р	?	90	Q	-	-
5	30ш	b ₂ ²	К-р ОГПУ	2М ₁ +1М	50	Q	9.012	20.00
6	32ш	b ₂ ²	-«-	2М ₁ +1М	25	Q, Sd	-	-
7	64ш	b ₂ ²	Новобак. к-р	?	40	-	-	-
8	288к	b ₂ ²	-«-	2М ₁	50	-	-	-
9	23ш	b ₂ ²	К-р ОГПУ	2М ₁ >1М	25	Q, Sd	9.012	19.97
10	24ш	b ₂ ²	-«-	-«-	0	Sd	9.006	19.97
11	26ш	b ₂ ⁶	Сидер. к-р № 3	2М ₁ >1М	0	Q	9.000	19.97
12	38ш	b ₂ ⁶	Новобак. к-р	2М ₁	5	Q, Sd	8.99	20.01
13	43ш	b ₁	-«-	-«-	0	Q	9.00	20.02
14	49ш	b ₂ ⁴	Центр. к-р	2М ₁ +1М	20	Q, Sd	9.006	20.00
15	51ш	b ₁	Хр. Макарушкин	-«-	5	Q, Pl	9.03	19.90
16	55ш	b ₁	Полушкин хут.	2М ₁	20	Q	8.99	20.03

№ п.п.	№ пробы	Пач- ка	Место взятия	Модифика- ция ди- октаэдричес- кой слюды	Доля хлорита от количества слюды, в %*	Другие примеси	Параметры кристаллической решетки, анг	
							<i>b</i>	<i>c</i> <i>x</i> <i>sin</i> β
17	218к	b_2^3	Новобак. к-р	2M ₁ , 1Мсл	0	Q, Sd	9.012	19.95
18	480-1	b_2^2	Новобак. к-р	2M ₁	5	Q, Sd	9.00	20.00
19	141к	b_2^4	г.Березовая	2M ₁	0	Q	9.00	19.99
20	161к	b_2^2	-«-	2M ₁ +1M	30	Q	9.018	19.94
21	173к	b_2^2	г.Танюшина	2M ₁	30	Q	8.99	19.99
22	214**	b_2^3	Петл. к-р	1M>2M ₁	Сл	Q	9.00	19.97
23	217к	b_2^3	Новобак. к-р	2M ₁ +1M	15	Sd, Q	9.006	19.96
24	223к	b_1	-«-	2M ₁ >>1M	0	Q, Гт, каол.	9.018	19.96
25	231***	b_2^3	Малосук. М-е	2M ₁ , 1M	0	Q, Гт	9.006	19.95
26	478-4	b_2^1	Новобак. к-р	2M ₁ , 1Мсл	0	Q	9.006	19.94
27	29ш	b_2^2	К-р ОГПУ	2M ₁ >1M	70	-	9.006	-
28	23ш	b_2^2	-«-	2M ₁ +1M	25	Q, Sd	9.006	19.90
29	27ш	b_2^2	-«-	2M ₁ +1M	90	Q, Sd	9.006	19.95
30	28ш	b_2^2	-«-	-«-	50	Q, Sd, анк?	9.006	19.96
31	35ш	b_2^2	-«-	2M ₁ >>1M	90	Q	9.012	19.98
32	37ш	b_2^2	Новобак. к-р	2M ₁	30	Q	9.000	20.06
33	21ш	b_1^2	К-р ОГПУ	2M ₁ +1M	110	Q, Sd	-	-
34	25ш	-«-	-«-	-«-	80	-»-	-	-
35	31ш	-«-	-«-	2M ₁ >1M	100	Q	-	-
36	33ш	-«-	-«-	2M ₁ +1M	110	Q	-	-

№ п.п.	№ пробы	Пач- ка	Место взятия	Модифика- ция ди- октаэдричес- кой слюды	Доля хлорита от количества слюды, в %*	Другие примеси	Параметры кристаллической решетки, анг	
							<i>b</i>	<i>cxs sin β</i>
37	34ш	-«-	-«-	2M ₁	110	Q, Sd	-	-
38	36ш	-«-	Новобак. к-р	2M ₁ +1Mсл	5	-»-	-	-
39	39ш	b ₁	-«-	2M ₁	100	Q, Pl	-	-
40	40ш	-«-	-«-	-«-	>200	Q, Sd, Pl	-	-
41	41ш	-«-	-«-	-«-	200	-»-	-	-
42	42ш	-«-	-«-	2M ₁ >>1M	70	-»-	-	-
43	44ш	b ₂ ²	Петлинск. к-р	2M ₁ , 1Mсл	2-5	Q	-	-
44	45ш	-«-	-«-	-«-	70	-»-	-	-
45	46ш	-«-	-«-	-«-	60	-»-	-	-
46	47ш	-«-	-«-	-«-	40	-»-	-	-
47	48ш	-«-	-«-	2M ₁	100	Q, Sd	-	-
48	50ш	b ₂ ⁴	-«-	2M ₁ >1M	хл<сл	-»-	-	-
49	53ш	b ₁	р.Бакал	2M ₁	100	Q, Pl	-	-
50	54ш	-«-	-«-	-«-	100	-»-	-	-
51	56ш	-«-	Полушкин хут.	-«-	105	-»-	-	-
52	57ш	-«-	-«-	-«-	90	-»-	-	-
53	58ш	-«-	-«-	-«-	90	-»-	-	-
54	60ш	-«-	-«-	-«-	хл<сл	-»-	-	-
55	61ш	-«-	Новобак. к-р	-«-	-«-	-»-	-	-
56	62ш	b ₂ ²	-«-	-«-	-«-	Q	-	-

№ п.п.	№ пробы	Пач- ка	Место взятия	Модифика- ция ди- октаэдричес- кой слюды	Доля хлорита от количества слюды, в %*	Другие примеси	Параметры кристаллической решетки, <i>анг</i>	
							<i>b</i>	<i>c</i> xsin β
57	63ш	-«-	-«-	-«-	10	Q	-	-
58	65ш	-«-	К-р ОГПУ	2M ₁ +1M	50	Q	-	-
59	69ш	b ₂ ⁴	Петлинск. к-р	2M ₁	100	Q	-	-
60	70ш	b ₂ ²	-«-	2M ₁ +1M	хл<сл	Q, Sd	-	-

П р и м е ч а н и е. * - количество слюды в пробе принимается за 100%; относительное содержание слюды и хлорита определялось по сравнительной интенсивности пиков 10 и 7 *анг*; ** - фракция менее 0.005; *** - фракция менее 0.05 мм; в₁ - макаровская (нижнебакальская) подсвета; в₂¹ - березовская пачка; в₂² - иркутская пачка; в₂³ - шуйдинская пачка; в₂⁴ - надшуйдинская пачка; в₂⁵ - гаевская пачка; в₂⁶ - надгаевская пачка; в₂⁷ - ; Q - кварц; Sd - сидерит; MM - монтмориллонит; Dol - доломит; Гт - гетит; као. - каолинит; Vr - вермикулит; анк - анкерит; Pl - плагиоклаз; хл - железисто-магнезиальный хлорит; сл - диоктаэдрическая слюда; индекс "сл" в сочетании с 1M или 2M₁ означает присутствие данной модификации слюды в пробе в виде следов.

Таблица 2

**Минеральный состав глинистых пород верхнего рифея, по данным рентгенографии
природных образцов**

Свита	№ пробы	Основной состав глинистых минералов*					Посторонние примеси
		Il, Ch, Vr	ССО (фр. <0,002 мм)	Политип Il	d_{006} , анг.	Y_k Il, $\Delta^\circ 2\Theta$	
zl	E-68-4	Il>>Ch	-	2M _d	1,504	0,42	Gm, Qu, Pl
zl	u-58-2	Vr>Il	-	-	1,504	0,36	Gm, Qu, Pl, Cc
kt	2671-7	Il<Vr	-	-	-	0,36	Cc (50 %), Gm, Qu
in	2670-1	Vr>>Il	Vr-II	2M _d	1,498	0,36	Qu
in	2670-3	Vr>>Il	Vr-II	2M _d	1,498	0,36	Qu
in	2670-2	Vr>Il	-	2M _d	1,501	0,40	Qu
in	2586-22	Il=Ch	-	2M _d	1,500	0,40	Qu, Fs
in	2614-15	Il>Vr	Vr-Ch	2M _d >>1M _d	1,502	?	Qu, Fs
in	2614-18	Il>Ch	-	2M _d >1M _d	1,502	0,34	Qu
in	2614-20	Il>Ch	Ch-II	2M _d >>1M _d	1,501	0,34	Qu, Fs
in	2614-22	Ch>Il	-	2M _d	1,497	0,36	Qu, Fs
in	2614-27	(Ch+Vr)>Il	-	2M _d	1,501	0,26	Qu, Fs
in	u-57	Il>Vr	Ch-Vr	2M _d	1,505	-	Gm, Qu, Fs
in	inz-4	Il>Ch	Ch=Il	2M _d >>1M _d	1,501	0,33	Qu
mn	E-81	Il	-	2M _d >>1M _d	1,501	0,55	Qu
mn	2642-22	Il	Ch (следы)	2M ₁ +1M	1,502	0,36	Qu

Свита	№ пробы	Основной состав глинистых минералов*					Посторонние примеси
		Il, Ch, Vr	ССО (фр. <0,002 мм)	Политип Il	d_{006} , анг.	Y_k Il, $\Delta^\circ 2\Theta$	
mn	2677-11	Il	-	2M _d	1,502	0,52	Qu
mn	70нв	Il>>Ch	-	2M ₁	1,504	-	Fs, Qu
uk	inz-14	Il>Ch	-	2M _d	1,500	0,36	Fs, Qu
bk	E-51-1	Il>> Vr	Vr-Ch	-	1,502	1,47	Qu, Cc

П р и м е ч а н и е. Индексами показаны: **Il** – иллит; **Ch** – хлорит; **Vr** – диоктаэдрический вермикулит; **ССо** – смешанослойное образование; **Qu** – кварц; **Fs** – полевошпат; **Cc** – кальцит; **Gm** – гематит; **Yk Il, $\Delta^\circ 2\Theta$** – индекс кристалличности иллита. Для определения количества вермикулита, хлорита и иллита использовалась сравнительная интенсивность пиков 14, 14 и 10 *анг* соответственно. Содержание деградированного иллита в некоторых пробах может быть занижено.

Усредненные содержания некоторых породообразующих окислов в петрографических типах глинистых пород рифейских отложений северной части Башкирского мегантиклинория, по данным Н.И. Кагармановой [1998]

Окислы	Петрографические типы пород			
	Микросланцы пелитовые	Сланцы пелитовые	Сланцы филлитовидные	Филлиты
SiO ₂	63.04	61.70	60.80	57.50
Al ₂ O ₃	16.20	17.30	19.29	20.90
Fe ₂ O ₃	4.90	1.80	2.90	3.15
FeO	2.05	1.40	1.69	2.18
TiO ₂	0.81	0.83	0.81	0.90
MgO	2.20	2.60	2.20	1.80
CaO	0.80	1.11	0.41	0.28
K ₂ O	5.31	7.40	6.32	6.15
Na ₂ O	0.85	0.30	0.39	0.46

Таблица 4

**Средний химический состав глинистых пород фанерозоя Русской платформы,
по данным А.П. Виноградова и А.Б. Ронова [1956]**

Система	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп
Кембрий	60.36	17.83	6.71	0.84	0.83	2.17	4.82	0.49	5.88
Ордовик	43.77	11.82	5.25	0.64	12.82	3.4	3.95	0.79	17.5
Силур	49.58	12.62	5.46	0.6	8.99	4.99	4.42	0.69	12.9
Девон	47.34	15.0	6.64	0.87	8.69	3.58	3.61	0.59	13.78
Карбон	52.45	17.24	6.51	0.84	4.32	2.92	3.87	0.63	11.47
Пермь	42.97	11.45	5.78	0.57	12.94	5.67	2.71	1.3	16.79
Триас	50.74	14.72	6.12	0.71	10.10	3.68	2.29	1.03	11.24
Юра	55.12	16.55	6.24	0.77	4.78	1.98	3.12	1.4	9.87
Мел	54.94	16.11	6.09	0.75	5.81	2.12	2.76	1.31	10.15
Третичная	57.1	11.59	6.14	0.59	7.25	2.16	2.32	1.18	11.68
Четвертичная	59.65	13.54	5.97	0.67	4.93	3.07	3.15	0.74	8.37

Таблица 5

**Средние значения ряда характерных химических параметров важнейших естественных групп
глинистых пород, по данным В.К. Головенка [1977]**

	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	Сумма окислов щелочных и щелочноземельных элементов/Al ₂ O ₃	K ₂ O/MgO	K ₂ O/Al ₂ O ₃
Глины и минералы каолиновой группы	~ 0.5-0.85	0.04-0.11	Очень высокие	0.01-0.04
Гидрослюдистые минералы и глины	≤ 0.40	~ 0.3-0.6 и более	≥ 1	0.14-0.16
Монтмориллонитовые глины и минералы			0.1-0.4	Много ниже, чем в группе гидрослюдистых глин

**Химический состав важнейших генетических типов глин,
по данным А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой [1961]**

Основные породообразующие компоненты, мас. %	1	2	3	4
SiO ₂	63.06	53.32	58.32	51.72
TiO ₂	0.69	1.21	0.90	0.82
Al ₂ O ₃	13.53	29.79	16.60	15.44
Σ Fe	5.25	2.46	6.13	6.72
MnO	-	0.06	0.06	0.07
MgO	1.57	0.54	2.22	3.31
CaO	3.16	0.93	3.76	6.18
Na ₂ O	1.98	0.56	0.67	0.75
K ₂ O	3.97	1.24	3.07	3.71
ппп	7.39	10.23	8.40	11.4

П р и м е ч а н и е. 1 - континентальные глины холодного и умеренно холодного климатического пояса; 2 - континентальные глины жаркого и влажного тропического климата; 3 - морские глины; 4 - морские глины и глины засоленных лагун и озер аридного климата.

Таблица 7

Основные параметры климата рифея по представлениям различных авторов

	Время	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
R_3	Уксское								
	Миньярское								
	Инзерское								
	Катавское								
	Зильмердакское								
R_2	Авзянское								
	Зигазино-комаровское								
	Зигальгинское								
	Машакское								
	Бакальское								
R_1	Саткинское								
	Айское								

12345

П р и м е ч а н и е. При построении таблицы использованы данные: I - Г.Ф. Лунгерсгаузена [1947]; II - Ю.Р. Беккера и др. (1971 г.); III - Ю.Р. Беккера [Карта докембрийских..., 1983]; IV - Э.З. Гареева [1987, 1989]; V - В.П. Парначева [1987]; VI - В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995]; VII - А.В. Маслова и Э.З. Гареева [1988; Маслов, 1988]; VIII - А.В. Маслова [1993]. Климат: 1 - семиаридный; 2 - аридный; 3 - гумидный; 4 - нестабильный, с переходами от гумидного к аридному; 5 - холодный. R_1 - нижний рифей, R_2 - средний рифей, R_3 - верхний рифей

Таблица 8

**Средние содержания петрогенных окислов в глинистых породах верхнего докембрия
Башкирского мегантиклинория и основные петрохимические модули**

Уровень	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп	ГМ	АМ	НМ	СИА
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
zn	64.33	0.98	14.06	3.61	3.59	1.39	2.88	2.73	2.15	3.81	0.34	0.22	0.15	61
kk*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
bs	55.94	1.02	16.90	6.14	3.76	1.55	3.91	3.57	1.54	5.36	0.5	0.3	0.09	64
ur	67.23	0.74	16.29	2.60	1.64	0.60	1.48	4.82	1.21	3.44	0.31	0.24	0.07	66
bk	61.99	0.71	15.54	5.73	2.08	1.31	1.96	3.42	0.84	5.83	0.39	0.25	0.05	68
suir	62.85	0.72	14.98	3.29	1.44	0.78	1.36	9.07	1.23	3.99	0.32	0.24	0.08	53
tol**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
uk	54.24	0.72	11.80	2.77	1.13	11.1	1.30	4.06	1.35	11.6	0.30	0.22	0.11	?
mn	57.72	0.85	17.46	3.20	1.90	2.63	2.63	6.60	0.25	6.07	0.41	0.30	0.01	60
in ₂	59.75	0.96	18.58	4.28	1.98	0.97	2.22	5.19	1.08	-	0.43	0.31	0.06	67
in ₁	58.02	0.45	10.24	2.96	0.91	11.7	1.33	2.67	0.75	-	0.25	0.19	0.07	?
kt	53.34	0.78	19.66	3.35	1.91	5.22	2.23	5.03	0.48	7.82	0.48	0.37	0.02	56
zl ₄	67.34	0.48	8.08	1.39	2.55	4.86	4.15	2.10	1.04	7.99	0.19	0.12	0.13	38
zl ₃ **	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
zl ₂	68.08	0.87	13.69	2.37	3.20	0.71	2.04	4.10	1.43	3.01	0.29	0.20	0.10	63
zl ₁	61.92	0.64	16.36	5.35	0.75	0.42	2.10	6.84	0.13	3.52	0.37	0.26	0.008	66
av ₆ ***	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
av ₅	42.50	0.33	11.80	1.75	0.86	12.0	7.62	4.12	0.08	-	0.35	0.28	0.007	?
av ₄	59.19	0.75	17.04	3.30	3.19	2.07	3.34	4.44	0.87	-	0.41	0.29	0.051	62
av ₃	58.13	0.82	16.92	3.83	1.53	0.82	4.56	4.79	0.37	-	0.40	0.29	0.022	70
av ₂	54.45	0.77	17.27	3.29	1.91	4.89	3.17	5.37	0.48	-	0.43	0.32	0.028	51?
av ₁	58.26	0.85	17.47	3.49	1.53	2.44	3.39	6.59	0.38	-	0.40	0.30	0.021	59?
zk	63.27	1.01	19.33	1.70	1.71	0.25	1.52	5.41	0.81	-	0.32	0.23	0.10	72
zg	58.29	0.92	21.99	-	3.63	0.19	1.33	6.47	0.11	-	0.44	0.36	0.005	74
msh	62.57	0.99	19.08	3.53	3.11	0.46	1.78	5.02	0.37	2.28	0.41	0.29	0.03	76
b	61.25	0.73	19.33	2.20	3.15	1.41	1.46	4.51	0.85	5.39	0.41	0.32	0.04	68
st	57.23	0.65	20.19	2.44	1.90	2.30	2.99	5.84	0.58	6.29	0.36	0.28	0.03	64
ai	65.61	0.73	15.52	1.91	2.76	1.04	1.73	4.70	1.89	3.63	0.32	0.24	0.12	61
jsh	62.18	0.62	16.19	2.42	4.27	1.21	2.70	3.97	0.45	5.10	0.41	0.28	0.03	69
sr	60.66	0.57	14.39	1.30	3.19	2.71	4.56	3.44	1.20	6.92	0.32	0.23	0.09	58
bin	58.85	0.81	18.22	3.46	1.65	1.17	3.86	6.19	0.55	5.13	0.41	0.31	0.03	65

Пр и м е ч а н и е. Индексами в таблице показаны литостратиграфические уровни (свиты и подсвиты) разреза верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория: zn - зиганская; kk - куккараукская; bs - басинская; ur - урюкская; bk - бакеевская; suir - суировская; tol - толпаровская; uk - укская; ml - миньярская; in₂ - верхнеинзерская; in₁ - нижнеинзерская; kt - катавская; zl₄ - бедерышинская; zl₃ - лемезинская; zl₂ - нугушская; zl₁ - бирьянская; av₆ - тюльменская; av₅ - реветская; av₄ - куткурская; av₃ - ушаковская; av₂ - малоинзерская; av₁ - катаскинская; zk - зигазино-комаровская; zg - зигальгинская; msh - машакская; b - бакальская; st - саткинская; ai - айская; jsh - юшинская; sr - суранская; bin - большеинзерская. * - куккараукская свита представлена преимущественно конгломератами, песчаниками и алевролитами (последние встречаются в резко подчиненном количестве); ** - толпаровская свита и лемезинская подсвита зильмердакской свиты состоят почти исключительно песчаниками; *** - тюльменская подсвита авзянской свиты не опробована.

**Химический состав валовых проб и основные
петрохимические коэффициенты глинистых пород
большеинзерской свиты нижнего рифея (данные Э.З. Гареева)**

Оксиды и коэффици- енты	Образцы					
	2539-2-2	2539-3-8	2539-9-4	2539-10-6	155-4-2	155-6-1
SiO ₂	61.18	64.24	57.02	49.86	80.6	60.49
TiO ₂	0.76	0.7	0.76	1.26	0.35	0.75
Al ₂ O ₃	19.31	14.91	18.98	26.34	5.74	17.16
Fe ₂ O ₃	1.8	3.65	2.64	2.41	1.29	2.64
FeO	0.57	0.68	2.29	1.25	2.08	2.47
CaO	0.42	2.44	1.68	0.56	3.05	1.12
MgO	3.32	2.32	3.62	3.62	1.93	4.23
MnO	0.01	0.01	0.001	0.001	0.001	0.001
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.11	0.18	0.06	0.1
K ₂ O	7.72	4.91	6.44	8.86	0.36	5.14
Na ₂ O	0.13	1.05	0.4	0.35	1.67	0.78
ппп	3.34	4.93	5.52	4.49	3.52	5.14
AM	0.32	0.23	0.33	0.53	0.07	0.28
GM	0.37	0.31	0.43	0.63	0.12	0.38
NM	0.01	0.07	0.02	0.01	0.29	0.05
CIA	70	64	69	73	53	71

Оксиды и коэффици- енты	Образцы					
	155-2-5	2539-1-5	154-3-3	155-5-2	155-2-1	152-7-1
SiO ₂	59.86	64.34	61.38	50.76	53.28	55.09
TiO ₂	0.76	0.76	0.58	0.98	0.58	0.72
Al ₂ O ₃	16.05	16.91	12.31	23.12	12.19	17.26
Fe ₂ O ₃	2.82	3.48	7.53	3.28	2.66	3.81
FeO	1.79	0.28	1.73	3.16	1.59	1.25
CaO	2.81	0.28	2.93	0.98	7.35	2.67
MgO	4.15	3.04	3.66	4.83	5.48	5.16
MnO	0.001	0.001	0.09	0.001	0.001	0.001
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.16	0.12	0.2	0.08
K ₂ O	4.37	6.51	3.09	7.05	2.66	6.68
Na ₂ O	1.09	0.24	0.17	0.47	1.92	0.29
ппп	5.94	3.39	6	5.1	12.49	6.95
AM	0.27	0.26	0.2	0.46	0.23	0.31
GM	0.36	0.33	0.36	0.6	0.32	0.42
NM	0.07	0.01	0.01	0.02	0.16	0.02
CIA	66	71	67	73	51	64

Оксиды и коэффици- енты	Образцы					
	152-7-3	152-7-5	152-7-10	153-8-1	153-10-1	154-1-1
SiO ₂	56.94	56.2	57.2	60.91	61.32	60.64
TiO ₂	0.94	0.84	0.8	0.8	0.71	0.76
Al ₂ O ₃	18.9	18.86	17.36	18.11	15.56	18.08
Fe ₂ O ₃	4.01	3.24	3.41	2.72	2.9	3.57
FeO	1.79	1.79	2.87	2.22	2.09	3.08
CaO	0.14	1.12	0.28	0.14	1.54	0.001
MgO	5.55	4.94	5.55	4.04	4.25	4.13
MnO	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.1
K ₂ O	7.43	7.46	6.54	5.73	4.68	5.31
Na ₂ O	0.35	0.5	1.03	0.83	0.92	0.88
ППП	3.5	4.8	4.28	3.99	5.8	4.19
AM	0.33	0.34	0.3	0.3	0.25	0.3
GM	0.45	0.44	0.43	0.39	0.35	0.42
NM	0.02	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05
CIA	70	68	69	73	69	74

Оксиды и коэффици- енты	Образцы					
	154-1-7	154-2-5	154-2-7	154-2-15	154-3-1	154-3-2
SiO ₂	61.92	63.13	62.67	57.36	59.97	63.35
TiO ₂	0.7	0.78	0.7	0.84	0.49	0.72
Al ₂ O ₃	16.05	17.88	15.64	19.64	12.41	16.68
Fe ₂ O ₃	2.98	2.21	2.89	3.12	2.84	2.9
FeO	3.45	1.97	3.88	2.22	0.5	1.04
CaO	0.28	0.42	0.42	0.28	3.5	0.7
MgO	4.84	3.03	4.64	5.54	3.42	3.45
MnO	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.04
K ₂ O	4.08	6.23	4.22	6.04	9.6	5.19
Na ₂ O	0.96	0.35	0.59	0.18	0.14	0.15
ППП	4.34	4	4.62	4.98	6.43	5.21
AM	0.26	0.28	0.25	0.34	0.21	0.26
GM	0.37	0.36	0.37	0.45	0.27	0.34
NM	0.06	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01
CIA	75	72	75	75	48	73

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев айской свиты нижнего рифея
(данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- циенты	Образцы				
	817-4-3	817-4-28	817-4-16	816-11-9	816-11-4
AM	0.26	0.24	0.27	0.22	0.21
GM	0.35	0.34	0.41	0.29	0.29
NM	0.1	0.09	0.1	0.16	0.17
CIA	72	60	69	70	71

Коэффици- циенты	Образцы				
	816-10-3	815-10-7	815-10-2	815-9-8	815-9-3
AM	0.23	0.22	0.24	0.21	0.26
GM	0.32	0.27	0.31	0.27	0.35
NM	0.14	0.03	0.11	0.15	0.16
CIA	71	70	70	67	66

**Химический состав валовых проб и основные
петрохимические коэффициенты глинистых пород
макаровской подсвиты бакальской свиты нижнего рифея
(данные М.Т. Крупенина и Э.З. Гареева)**

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	53ш	54ш	2788*	2788-3*	55ш	56ш
SiO ₂	62.99	58.32	40.15	51.8	61.44	60.46
TiO ₂	0.72	0.79	1.66	0.86	0.94	0.81
Al ₂ O ₃	19.38	20.86	25.6	22.55	21.77	19.15
Fe ₂ O ₃	0.75	1.65	8.47	5.26	1	2.14
FeO	4.35	6.42	1.94	2.44	3.43	5.88
CaO	0.07	0.12	0.7	0.84	0.09	0.21
MgO	1.74	1.71	1.3	1.48	1.09	1.62
MnO	0.014	0.031	0.02	0.03	0.019	0.05
P ₂ O ₅	0.065	0.102	0.04	0.03	0.042	0.095
K ₂ O	4.23	3.61	4.45	4.7	4.04	3.05
Na ₂ O	0.84	1.01	1.12	1.17	1.37	1.1
ППП	4.35	4.4	14.91	8.97	4.39	4.48
AM	0.31	0.36	-	-	0.35	0.32
GM	0.4	0.51	-	-	0.44	0.46
NM	0.04	0.05	-	-	0.06	0.06
CIA	79	81	-	-	80	81

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	60ш	57ш	58ш	466	467	39ш
SiO ₂	60.82	60.01	60.46	60.9	60	59.1
TiO ₂	0.82	0.79	0.75	0.93	0.97	0.73
Al ₂ O ₃	19.13	19.89	20	18.5	19	18.17
Fe ₂ O ₃	1.48	3.31	3.17	2	3	0.76
FeO	6.39	4.91	4.85	3.96	5.22	6.44
CaO	0.23	0.27	0.16	0.17	0.11	1.62
MgO	1.72	1.27	1.28	1.79	1.45	2.2
MnO	0.043	0.026	0.03	0.05	0.06	0.06
P ₂ O ₅	0.3	0.092	0.1	0.05	0.09	0.07
K ₂ O	3.34	3.63	3.43	3.72	3.05	4.23
Na ₂ O	0.93	0.72	0.89	0.86	1	0.56
ППП	4.5	5.18	5.04	4.67	5.03	5.5
AM	0.31	0.33	0.33	0.3	0.32	0.31
GM	0.46	0.48	0.48	0.42	0.47	0.44
NM	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03
CIA	81	81	82	80	82	74

Оксиды и коэффициенты	Образцы					
	61ш	42ш	824-8-5	824-8-2	824-7-2	824-4-2
SiO ₂	62.33	60.13	-	-	-	-
TiO ₂	0.78	0.8	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.51	19.11	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.68	1.87	-	-	-	-
FeO	5.62	5.73	-	-	-	-
CaO	0.29	0.52	-	-	-	-
MgO	1.56	1.59	-	-	-	-
MnO	0.03	0.06	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.07	0.07	-	-	-	-
K ₂ O	3.78	4.51	-	-	-	-
Na ₂ O	0.9	0.23	-	-	-	-
ппп	4.98	5.19	-	-	-	-
AM	0.3	0.32	0.34	0.32	0.29	0.3
GM	0.41	0.46	0.43	0.43	0.38	0.4
NM	0.05	0.01	0.06	0.05	0.03	0.06
CIA	79	78	80	79	80	79

Оксиды и коэффициенты	Образцы		
	824-2-30	824-2-16	824-2-9
SiO ₂	-	-	-
TiO ₂	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-
FeO	-	-	-
CaO	-	-	-
MgO	-	-	-
MnO	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-
K ₂ O	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-
ппп	-	-	-
AM	0.3	0.35	0.33
GM	0.43	0.46	0.46
NM	0.06	0.05	0.11
CIA	81	71	80

* - тонкая фракция.

**Химический состав валовых проб и основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев малобакальской подсвиты бакальской свиты нижнего рифея
(данные М.Т. Крупенина и А.В. Маслова)**

Окислы и коэффици- енты	Образцы									
	2778-4*	2778-6*	2778-7*	2778-8*	2778-9*	2778-13*	2778-16*	2778-20*	33ш	32ш
SiO ₂	50,25	50,63	50,1	51,2	52,5	51,8	51,95	48,2	66,09	58,05
TiO ₂	0,89	0,69	0,94	0,81	0,72	0,89	0,75	0,96	0,63	0,83
Al ₂ O ₃	26,07	25,36	22,86	26,87	22,16	22,03	23,26	23,2	16,23	21,67
Fe ₂ O ₃	0,85	2,34	3,26	1,63	2,89	2,58	1,68	2,58	1,83	1,29
FeO	0,04	0,07	0,36	0,29	0,5	0,86	0,43	0,93	4,83	4,03
CaO	1,2	1,56	1,59	1,12	0,89	0,89	1,12	1,12	0,3	0,3
MgO	3,58	0,97	2,92	1,3	2,36	2,7	3,22	2,62	1,43	1,5
MnO	0,007	0,006	0,03	0,019	0,02	0,008	0,01	0,01	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,017	0,0001	0,08	0,006	«	0,0001	0,0001	0,0001	0,055	0,09
K ₂ O	9,3	9,26	10,25	9,39	10,1	10,56	10,35	12,76	3,78	5,72
Na ₂ O	0,68	0,99	0,73	1,16	0,24	0,18	0,84	0,6	0,34	0,17
ппп	6,76	8,27	-	-	7,85	7,82	6,73	7,52	3,7	5,16
AM	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,37
GM	-	-	-	-	-	-	-	-	0,36	0,48
NM	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01
CIA	-	-	-	-	-	-	-	-	79	78
AN	38,3	25,6	31,3	23,2	92,3	122,4	27,7	38,7	-	-
AT	29,3	36,8	24,3	33,2	30,8	24,8	31,0	24,2	-	-
KN	13,7	9,4	14,0	8,1	42,1	58,7	12,3	21,3	-	-

Продолжение табл. 12

Окислы и коэффици- циенты	Образцы												
	31ш	30ш	29ш	28ш	27ш	36ш	46ш	47ш	43ш	70ш	44ш	45ш	50ш
SiO ₂	65,51	61,18	57,36	58,22	61,27	54,57	56,15	58,08	64,56	59,85	55,8	56,08	53,56
TiO ₂	0,47	0,78	0,79	0,83	0,81	0,68	0,75	0,82	0,74	0,79	0,79	0,79	0,86
Al ₂ O ₃	12,8	20,29	19,4	20,05	19,96	18,93	18,71	20,51	18,81	17,76	19,62	19,73	21,18
Fe ₂ O ₃	3,3	1,26	2,42	1,42	1,27	3,06	1,99	1,4	3,04	0,73	1,58	2,35	2,63
FeO	8,3	3,54	6,13	5,44	4,31	9,92	7,81	5,42	2,02	7,42	7,61	7,24	5,73
CaO	0,38	0,15	0,15	0,1	0,25	0,4	0,22	0,12	0,18	0,24	0,3	0,38	0,24
MgO	1,63	1,43	1,82	1,76	1,59	2,53	2	1,69	1,04	1,65	1,71	1,61	2,25
MnO	0,12	0,023	0,06	0,05	0,02	0,18	0,13	0,05	0,025	0,11	0,14	0,079	0,11
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,09	0,08	0,14	0,1	0,065	0,057	0,06	0,1	0,17	0,24	0,08
K ₂ O	2,77	5,56	5,21	5,44	5,29	2,86	5,26	5,99	4,51	4,77	5,15	5,56	6,04
Na ₂ O	0,34	0,15	0,17	0,13	0,13	0,52	0,2	0,16	0,23	0,27	0,15	0,21	0,16
ппп	3,45	4,79	5,63	5,48	4,38	5,32	5,45	5,18	5,19	5,83	6,27	5,03	6,57
AM	0,20	0,33	0,34	0,34	0,33	0,35	0,33	0,35	0,29	0,30	0,35	0,35	0,40
GM	0,38	0,42	0,50	0,48	0,43	0,60	0,52	0,48	0,38	0,45	0,53	0,54	0,57
NM	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CIA	79	78	78	78	78	83	77	77	79	77	78	76	77

Окислы и коэффици- циенты	Образцы									
	49ш	69ш	48ш	62ш	37ш	38ш	80ш	81ш	85ш	89ш
SiO ₂	49,97	60,63	53,84	57,82	58,27	55,53	58,83	62	60,74	63,2
TiO ₂	0,78	0,85	0,8	0,82	0,82	0,79	1,03	0,91	0,89	0,89
Al ₂ O ₃	18,74	20,7	19,86	19,33	21,55	20,06	20,35	19,85	17,7	18,3
Fe ₂ O ₃	1,35	0,85	2,89	0,89	1,02	1,62	2,8	1	2,6	3,24
FeO	10,41	6,16	7,01	7,87	5,81	6,32	5,76	5,94	6,3	4,46
CaO	0,31	0,15	0,29	0,54	0,38	0,23	0,21	0,17	0,26	0,16
MgO	2,92	1,56	2,26	2,15	1,91	2,14	2,11	1,68	2,08	1,6
MnO	0,17	0,05	0,14	0,07	0,05	0,12	0,04	0,07	0,11	0,03
P ₂ O ₅	0,1	0,07	0,07	0,18	0,08	0,1	0,08	0,09	0,11	0,08
K ₂ O	5,49	4,06	5,41	3,46	3,38	4,84	5,97	4,37	3,94	4,55
Na ₂ O	0,1	0,78	0,15	0,71	0,6	0,44	0,24	0,86	0,91	0,59
ППП	8,44	4,27	6,27	5,69	4,8	7,31	4,65	3,44	4,2	4,46
AM	0,38	0,34	0,37	0,33	0,37	0,36	0,35	0,32	0,29	0,29
GM	0,63	0,47	0,57	0,50	0,50	0,52	0,51	0,45	0,45	0,43
NM	0,01	0,04	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	0,05	0,03
CIA	76	81	77	80	83	78	76	79	78	78

Примечание. Географическая привязка проб: обн. 2778 – надшуйдинский уровень, разрез в Гаевском (Центральном) карьере Бакальского рудоуправления; пробы 33ш, 32ш, 31ш, 30ш, 29ш, 28ш, 27ш – иркусканский уровень, Юго-Восточный карьер Бакальского рудоуправления; пробы 36ш, 81ш, 85ш, 89ш – тот же уровень в Новобакальском карьере; пробы 46ш, 47ш, 43ш, 70ш, 44ш, 45ш, 50ш, 49ш, 69ш, 48ш, 62ш, 37ш, 38ш – тот же уровень в Петлинском карьере; проба 80ш - надгаевский уровень, район пос. Ельничное.

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев зигазино-комаровской свиты среднего рифея
(данные Э.З. Гареева)**

Серегинская подсвита

Коэффици- центы	Образцы			
	233-5-10	233-5-2	233-4-4	233-5-3
AM	0.33	0.2	0.18	0.24
GM	0.45	0.26	0.24	0.36
NM	0.04	0.07	0.07	0.08
CIA	86	75	79	79

Амбарская подсвита

Коэффици- центы	Образцы					
	233-11-1	233-7-2	233-9-2	233-13-1	233-14-2	233-11-2
AM	0.18	0.23	0.28	0.26	0.22	0.22
GM	0.27	0.32	0.35	0.36	0.3	0.31
NM	0.12	0.15	0.13	0.13	0.1	0.16
CIA	68	72	67	70	69	69

Туканская подсвита

Коэффици- центы	Образцы		
	234-17-2	234-19-2	233-17-4
AM	0.27	0.24	0.2
GM	0.39	0.33	0.31
NM	0.07	0.13	0.1
CIA	74	71	73

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев катаксинской подсвиты авзянской свиты среднего
риффея (данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- центы	Образцы					
	292-4-1	292-3-1	292-21-9	292-21-8	292-21-2	292-20-2
AM	0.29	0.36	0.3	0.32	0.32	0.32
GM	0.42	0.5	0.44	0.49	0.41	0.42
NM	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02
CIA	72	74	69	57	74	73

Кoeffи- циенты	Образцы				
	292-16-2	292-15-2	292-14-2	292-13-1	292-12-1
AM	0.27	0.33	0.31	0.33	0.31
GM	0.38	0.43	0.4	0.47	0.41
NM	0.03	0.02	0.01	0.04	0.04
CIA	68	68	54	65	66

Кoeffи- циенты	Образцы			
	292-11-3	259-10-2	259-10-1	259-4-9
AM	0.29	0.29	0.3	0.32
GM	0.41	0.42	0.4	0.38
NM	0.02	0.03	0.03	0.01
CIA	63	62	68	67

Таблица 15

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев малоинзерской подсвиты авзянской свиты
среднего рифея (данные Э.З. Гареева)**

Кoeffи- циенты	Образцы					
	781-11-8	781-10-2	781-11-1	781-11-6	781-12-8	781-3-4
AM	0.23	0.36	0.28	0.28	0.31	0.23
GM	0.35	0.49	0.4	0.39	0.42	0.31
NM	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08
CIA	72	75	72	80	75	66

Таблица 16

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев куткурской подсвиты авзянской свиты
среднего рифея (данные Э.З. Гареева)**

Кoeffи- циенты	Образцы				
	765-5-2	765-5-7	765-5-5	765-5-6	765-4
AM	0.28	0.35	0.33	0.29	0.29
GM	0.35	0.44	0.41	0.36	0.36
NM	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02
CIA	71	74	73	71	70

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты
верхнего рифея (данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- центы	Образцы					
	65-12-7	65-11-1	65-7-12	65-7-10	65-7-9	65-7-8
АМ	0.23	0.26	0.15	0.22	0.21	0.22
GM	0.33	0.39	0.19	0.32	0.32	0.34
NM	0.03	0.01	0.02	0	0.01	0.01
CIA	65	59	71	73	70	71

Коэффици- центы	Образцы					
	65-7-7	65-7-6	65-7-5	65-7-4	65-7-3	65-7-2
АМ	0.24	0.21	0.24	0.25	0.23	0.29
GM	0.37	0.31	0.36	0.36	0.34	0.44
NM	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CIA	68	67	71	66	66	66

Коэффици- центы	Образцы					
	65-7-1	65-6-8	65-5-3	65-5-2	65-5-1	65-2-7
АМ	0.27	0.33	0.2	0.24	0.2	0.39
GM	0.4	0.44	0.28	0.31	0.3	0.54
NM	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0
CIA	67	68	61	67	66	75

Коэффици- центы	Образцы					
	65-2-6	65-2-5	65-2-3	65-2-2	65-2-22	65-2-25
АМ	0.16	0.37	0.42	0.4	0.51	0.41
GM	0.23	0.46	0.56	0.51	0.62	0.53
NM	0.01	0.01	0	0	0	0
CIA	80	74	74	74	71	72

Таблица 18

**Химический состав и петрохимические коэффициенты
тонкой фракции глинистых сланцев бирьянской подсвиты
зильмердакской свиты верхнего рифея
из разреза по р. Юрюзань (данные А.В. Маслова)**

Окислы и коэффициенты	Образцы	
	2638-5*	2638-6*
SiO ₂	48.5	52.1
TiO ₂	0.48	0.58
Al ₂ O ₃	24.4	25
Fe ₂ O ₃	8.75	3.74
FeO	0.86	0.56
CaO	1	0.42
MgO	2.54	3.73
MnO	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.06	0.11
K ₂ O	8.82	9.55
Na ₂ O	0.63	0.69
ппп	4.59	4.07
AN	39	36
AT	51	43
KN	14	14

*-тонкая фракция.

Таблица 19

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев нугушской подсвиты зильмердакской свиты
верхнего рифея (данные Э.З. Гареева)**

Коэффи- циенты	Образцы			
	82-7-4	82-7-5	82-7-3	82-7-1
AM	0.25	0.2	0.21	0.17
GM	0.39	0.3	0.33	0.25
NM	0.05	0.08	0.07	0.07
CIA	62	59	63	60

Химический состав и основные петрохимические коэффициенты глинистых сланцев и их тонкой фракции из разрезов бедерышинской подбиты зильмердакской свиты верхнего рифея (данные А.В. Маслова и Э.З. Гареева)

Окислы и коэффици- циенты	Образцы					
	2635-2*	2635-4*	2635-1*	2635-7*	2669-5*	2669-7*
SiO ₂	46.82	49.29	49.4	50.6	55.04	56.6
TiO ₂	0.93	0.89	0.88	0.7	0.7	0.8
Al ₂ O ₃	20.53	19.3	19	24.2	21.57	19.8
Fe ₂ O ₃	5.04	5.7	10	6.02	3.45	3.77
FeO	1.48	1.79	1.76	2.41	1.6	0.93
CaO	2.18	2.56	1.8	1.01	0.84	1.79
MgO	6.71	4.41	4.76	3.31	4.3	3.02
MnO	0.04	0.05	0.04	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.2	0.13	0.11	0.09
K ₂ O	6.72	7.08	6.48	5.98	9.08	8.56
Na ₂ O	0.29	0.86	0.84	0.54	0.12	0.17
ппп	8.58	6.94	5.86	5.61	3.73	4.86
AN	71	22	23	45	180	116
AT	22	22	22	35	31	25
KN	23	8	8	11	76	50

Окислы и коэффици- циенты	Образцы						
	2669-13*	2635-3	2669-10	2669-16	88-5-2	88-8-1	88-9-2
SiO ₂	58.5	59.2	55.67	58.5	62.9	-	-
TiO ₂	0.7	1.02	0.58	0.47	0.67	-	-
Al ₂ O ₃	15.3	7.45	17.2	14.1	16.05	-	-
Fe ₂ O ₃	5.07	2.8	3.1	3.25	6.12	-	-
FeO	1.65	0.36	2.7	1.9	2.08	-	-
CaO	1.12	7.43	1.1	0.83	0.76	-	-
MgO	4.03	6.07	5.3	9.05	2.43	-	-
MnO	0.001	0.16	0.01	0.02	0.02	-	-
P ₂ O ₅	0.2	0.22	0.001	0.0001	0.2	-	-
K ₂ O	8	3.03	8	5.04	4.45	-	-
Na ₂ O	0.11	1.24	0.11	0.07	0.9	-	-
ппп	4.44	11.56	5.51	5.9	4.68	-	-
AM	139	0.13	0.31	0.24	0.26	0.14	0.22
GM	22	0.2	0.42	0.34	0.4	0.19	0.3
NM	73	0.17	0.01	0	0.06	0.07	0.07
CIA		39	65	70	72	68	68

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	88-9-4	741-2-6	741-2-4	740-9-2	740-6-5	740-6-10
SiO ₂	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
ппп	-	-	-	-	-	-
AM	0.3	0.39	0.32	0.23	0.2	0.22
GM	0.43	0.51	0.39	0.34	0.26	0.29
NM	0.06	0.03	0.05	0.01	0.19	0.08
CIA	71	78	74	61	50	57

* - тонкая фракция.

Таблица 21

**Химический состав тонкой фракции из глинистых сланцев
катавской свиты верхнего рифея (данные А.В. Маслова)**

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	2592-36*	2592-38*	2592-40*	2592-43*	2592-46*	2592-47*
SiO ₂	45.1	44.58	45	47.91	47.44	45.6
TiO ₂	0.5	0.68	0.5	0.55	0.56	0.51
Al ₂ O ₃	21.4	23.1	25.7	24.72	26.66	26.9
Fe ₂ O ₃	8.3	9.12	6.74	7.27	6.66	8.07
FeO	1.01	1.19	1.03	0.65	0.94	0.57
CaO	5.1	3.29	3.93	2.39	0.14	1.57
MgO	3.3	3.02	3	2.45	3.45	2.98
MnO	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.07	0.09	0.05	0.05
K ₂ O	6.7	6.7	6.89	7.22	7.35	7.42
Na ₂ O	0.22	0.19	0.15	0.17	0.15	0.15
ппп	8.6	7.93	7.6	6.76	6.2	6.2
AN	97	122	171	145	178	179
AT	43	34	51	45	48	53
KN	30	35	46	42	49	49

* - тонкая фракция.

**Химический состав и основные петрохимические
коэффициенты глинистых сланцев и их тонкой фракции из
разрезов инзерской свиты верхнего рифея
(данные А.В. Маслова и Э.З. Гареева)**

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	2677*	2677-1*	2677-5*	2677-6*	2677-10*	2677-11*
SiO ₂	53	53.42	52	50.88	53.07	53
TiO ₂	0.7	0.76	0.72	0.7	0.8	0.78
Al ₂ O ₃	22.6	22.62	23	22.83	22.76	22
Fe ₂ O ₃	5.82	5.7	6.57	5.94	5.94	6.21
FeO	1.07	1.43	1	1.22	1.09	1.6
CaO	0.89	2.63	1.96	1.68	1.43	2
MgO	3.34	1.29	2.31	3.01	2.24	2.45
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
P ₂ O ₅	0.1	0.08	0.1	0.08	0.09	0.09
K ₂ O	6.94	7.12	7	7.45	7.56	7
Na ₂ O	0.16	0.16	0.12	0.16	0.18	0.18
ппп	5.37	5.31	5.04	5.53	5.28	5.07
AN	141	141	192	143	126	122
AT	32	30	32	33	28	28
KN	43	45	58	47	42	39

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	2677-17*	2677-18*	2677-19*	2677-20*	2677-24*	2658*
SiO ₂	52.34	52	52.77	51.54	56.7	50.49
TiO ₂	0.82	0.56	0.72	0.47	0.72	1
Al ₂ O ₃	21.3	21.42	22.94	23.99	19.4	24.38
Fe ₂ O ₃	4.25	4.4	4.5	5.13	3.74	8.5
FeO	1.4	1.54	1.33	2.7	1.51	0.83
CaO	2	2.12	1.09	1.82	1.06	0.84
MgO	3	3.17	2.85	2.65	3.31	2.42
MnO	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.11	0.09	0.07	0.12
K ₂ O	7.11	8.43	8.1	6.9	7.66	6.52
Na ₂ O	0.19	0.95	0.14	0.26	0.15	0.23
ппп	7.5	5.78	5.8	4.81	5.94	5.19
AN	112	23	164	92	129	106
AT	26	38	32	51	27	24
KN	37	9	58	27	51	28

Оксиды и коэффициенты	Образцы					
	2658-2*	2658-4*	2658-5*	2658-7*	2658-9*	2586-7*
SiO ₂	52.3	52	49.02	52	50.38	47.86
TiO ₂	0.78	0.83	0.79	0.83	0.76	0.59
Al ₂ O ₃	25.23	23.8	24.36	23.8	25.24	22.95
Fe ₂ O ₃	7.08	7.03	7.21	7	9.15	8.47
FeO	1.18	0.97	0.84	0.79	0.86	2.15
CaO	0.64	1.4	2.29	1.35	0.83	1.45
MgO	2.6	2.42	1.36	2.42	0.4	4.38
MnO	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.3
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.001	0.14	0.17	0.09
K ₂ O	2.9	6.01	6.9	6.36	6.69	4.5
Na ₂ O	0.36	0.53	0.19	0.83	0.17	0.31
ппп	5.95	5.35	6.54	5.42	5.71	7.81
AN	70	45	128	29	148	74
AT	32	29	31	29	33	39
KN	8	11	36	8	39	15

Оксиды и коэффициенты	Образцы					
	2586-9*	2586-11*	2586-15*	2586-22	2586-16*	2586-27*
SiO ₂	47.15	51	50.03	63.9	46.75	52.76
TiO ₂	0.59	0.7	0.64	1.58	0.77	0.9
Al ₂ O ₃	24.29	25.38	26.2	17.6	25.37	22.49
Fe ₂ O ₃	9.9	5.9	6.34	3.39	8.5	6.48
FeO	0.6	2.94	2.06	3.46	1.54	1.66
CaO	1.15	0.34	0.45	1.56	0.56	0.51
MgO	3.28	2.85	2.73	2.48	3.42	2.1
MnO	0.1	0.001	0.001	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.13	0.1	0.09	0.84
K ₂ O	4.84	4.54	4.84	0.25	6.72	6.12
Na ₂ O	0.29	0.63	0.53	0.11	0.38	1.36
ппп	7.21	6	6.12	4.79	5.85	4.69
AN	84	40	49	-	67	17
AT	41	36	41	-	33	25
KN	17	7	9	-	18	5

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	2586-30*	2586-24*	2670*	2670-1*	2670-2*	2670-3*
SiO ₂	51	48.17	51.3	52	53	51.86
TiO ₂	0.68	0.6	0.63	0.62	0.7	0.65
Al ₂ O ₃	26.55	26.14	23.9	23.6	24.6	24
Fe ₂ O ₃	4.32	6.15	7.62	8.5	7.66	10.13
FeO	1.7	3.68	0.79	0.36	0.22	0.52
CaO	0.28	0.28	1.74	1.21	0.56	0.13
MgO	3.3	3.72	2.38	1.45	1.94	0.21
MnO	0.12	0.0001	0.06	0.04	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.07	0.16	0.14	0.16
K ₂ O	6.8	4.61	3.95	4.15	3.9	3.79
Na ₂ O	0.38	0.71	0.88	0.43	0.51	0.3
ппп	5.31	6.47	7.77	7.9	6.68	7.62
AN	70	37	27	55	48	80
AT	39	44	38	38	35	37
KN	18	6	4	10	8	13

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	2670-4*	2670-5*	2670-6*	2670-8*	2614-24*	2614-23*
SiO ₂	52.6	50.56	49.6	49.6	47	42.22
TiO ₂	0.62	0.6	0.64	0.85	0.68	0.53
Al ₂ O ₃	24.24	24.45	24.64	25	22.15	26.64
Fe ₂ O ₃	6.68	6.44	6.68	5.32	9.7	7.77
FeO	0.61	0.92	1.41	1.36	2.6	2.35
CaO	2.12	1.73	2.25	1.4	0.85	1.99
MgO	2.01	2.5	2.52	2.3	3	3.29
MnO	0.01	0.05	0.02	0.02	0.05	0.17
P ₂ O ₅	0.13	0.0001	0.12	0.0001	0.0001	0.1
K ₂ O	4.51	4.77	5.09	5.85	5.2	7.69
Na ₂ O	0.37	0.49	0.28	0.3	0.22	0.44
ппп	6.36	7	6.15	7.2	7.56	6.28
AN	66	50	88	83	101	61
AT	39	41	39	29	33	50
KN	12	10	18	20	24	17

Оксиды и коэффициенты	Образцы					
	2614-20*	2614-21*	2614-18*	2614-17*	2614-16*	2614-15*
SiO ₂	47.67	48.7	48.82	50.2	48	48.98
TiO ₂	0.61	0.7	0.68	0.62	0.64	0.53
Al ₂ O ₃	27.41	25.93	24.51	24.35	25.5	23.05
Fe ₂ O ₃	4.6	6.1	6.58	5.1	6.12	9.21
FeO	2.31	1.94	2.05	2.2	2.55	1.07
CaO	1.08	2.28	1.49	1.14	0.83	2.16
MgO	2.25	2.25	2.38	2.93	2.5	2.7
MnO	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04
P ₂ O ₅	0.0001	0.1	0.0001	0.08	0.0001	0.12
K ₂ O	7.43	7.2	7.4	7.12	7.46	5.5
Na ₂ O	0.27	0.19	0.41	0.26	0.27	0.4
ппп	6.07	5.9	5.24	5.3	5.54	6
AN	102	136	60	94	94	58
AT	45	37	36	39	40	43
KN	28	38	18	27	28	14

Оксиды и коэффициенты	Образцы					
	1702-43	1702-9-3	1702-11-7	1702-12-1	1702-12-2	1702-3-3
SiO ₂	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
ппп	-	-	-	-	-	-
AM	0.40	0.35	0.18	0.27	0.19	0.25
GM	0.53	0.45	0.29	0.36	0.29	0.35
NM	0.04	0.05	0.10	0.06	0.08	0.07
CIA	75	74	67	74	71	72

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	1702-5-3	1702-14-3	130-51-3	130-52-1	130-52-3	720-1-2
SiO ₂	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
ппп	-	-	-	-	-	-
AM	0.30	0.26	0.38	0.35	0.42	0.28
GM	0.43	0.37	0.55	0.53	0.55	0.31
NM	0.05	0.04	0.07	0.04	0.05	0.06
CIA	76	74	68	66	70	83

Оксиды и коэффици- циенты	Образцы					
	720-4-3	720-7-3	720-9-3	720-9-4	721-1-5	718-1-1
SiO ₂	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
ппп	-	-	-	-	-	-
AM	0.33	0.23	0.35	0.41	0.36	0.30
GM	0.46	0.32	0.47	0.55	0.53	0.47
NM	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.07
CIA	74	74	74	78	73	73

Оксиды и коэффициенты	Образцы		
	718-1-2	722-1-2	722-1-7
SiO ₂	-	-	-
TiO ₂	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-
FeO	-	-	-
CaO	-	-	-
MgO	-	-	-
MnO	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-
K ₂ O	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-
ппп	-	-	-
AM	0.35	0.28	0.35
GM	0.44	0.35	0.43
NM	0.06	0.08	0.06
CIA	69	72	72

* - тонкая фракция.

Таблица 23

**Химический состав тонкой фракции из глинистых сланцев
миньярской свиты верхнего рифея (данные А.В. Маслова)**

Оксиды и коэффициенты	Образцы	
	2642-22*	2642-23*
SiO ₂	53.83	55.3
TiO ₂	0.83	0.8
Al ₂ O ₃	23.87	22.1
Fe ₂ O ₃	3.23	3
FeO	0.65	0.93
CaO	1.99	1.68
MgO	3.23	2.7
MnO	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.05	0.09
K ₂ O	7.31	7.26
Na ₂ O	0.16	0.5
ппп	5.48	6.2
AN	149	44
AT	29	28
KN	46	15

* - тонкая фракция.

Таблица 24

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев бакеевской свиты венда (данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- центы	Образцы				
	289-1-1	289-9	156-18-2	156-18-1	389-14
AM	0.20	0.17	0.29	0.25	0.34
GM	0.31	0.40	0.43	0.39	0.43
NM	0.06	0.08	0.03	0.04	0.07

Таблица 25

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев урюкской свиты венда (данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- центы	Образцы				
	385-15	385-18	101-3-2	1614-7-1	1616-11-1
AM	0.11	0.14	0.38	0.35	0.29
GM	0.15	0.2	0.46	0.42	0.39
NM	0.21	0.14	0.03	0.04	0.06

Таблица 26

**Основные петрохимические коэффициенты глинистых
сланцев басинской свиты верхнего венда
(данные Э.З. Гареева)**

Коэффици- центы	Образцы					
	1757-12-3	1755-8-17	1755-8-14	1754-9-3	1753-8-5	1753-8-2
AM	0.24	0.32	0.38	0.30	0.31	0.36
GM	0.45	0.56	0.67	0.55	0.49	0.54
NM	0.12	0.08	0.08	0.10	0.10	0.09
CIA	75	76	76	74	70	76

Коэффици- центы	Образцы					
	1749-4-14	1749-4-10	1749-4-4	1748-3-4	115-1-4	115-2-5
AM	0.33	0.29	0.27	0.15	0.27	0.34
GM	0.58	0.51	0.41	0.22	0.52	0.54
NM	0.09	0.09	0.09	0.13	0.09	0.08
CIA	73	73	74	75	69	75

Коэффици- центы	Образцы					
	115-3-6	115-3-8	115-3-12	116-8-2	116-5-6	116-5-2
AM	0.26	0.31	0.28	0.33	0.35	0.36
GM	0.53	0.51	0.53	0.55	0.56	0.58
NM	0.11	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08
CIA	68	63	66	72	74	73

Коэффици- циенты	Образцы					
	116-5-4	116-4-6	116-3-20	116-3-18	116-3-14	116-3-16
AM	0.27	0.26	0.32	0.35	0.32	0.35
GM	0.45	0.47	0.52	0.55	0.55	0.50
NM	0.11	0.12	0.09	0.08	0.09	0.07
CIA	67	68	71	76	74	74

Коэффици- циенты	Образцы		
	115-3-10	115-3-2	115-2-2
AM	0.35	0.37	0.38
GM	0.54	0.56	0.61
NM	0.07	0.07	0.08
CIA	76	75	76

Таблица 27

Основные петрохимические коэффициенты глинистых сланцев
зиганской свиты верхнего венда (данные Э.З. Гареева)

Коэффици- циенты	Образцы			
	1734-36-2	1734-37-2	1736-34-2	1736-31-2
AM	0.30	0.20	0.24	0.18
GM	0.48	0.34	0.41	0.27
NM	0.13	0.19	0.17	0.16
CIA	74	66	65	72

Таблица 28

Химический состав глинистых пород верхнего рифея (данные
М.Т. Крупенина)

Окислы	Образцы					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48.66	49.91	47.53	51.50	49.85	50.71
TiO ₂	0.85	0.66	0.97	0.70	0.73	0.70
Al ₂ O ₃	17.91	16.00	19.22	15.17	16.68	16.13
Fe ₂ O ₃	6.46	8.18	3.88	6.88	6.52	7.25
MgO	2.06	2.15	2.19	1.97	1.27	1.45
CaO	0.39	0.51	1.14	0.40	0.60	0.59
Na ₂ O	0.72	0.39	0.23	0.84	0.37	0.35
K ₂ O	4.51	2.53	6.27	3.20	2.98	2.72
ппп	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	81.56	80.33	81.43	80.66	79.00	79.90

П р и м е ч а н и е. 1 - *inz-4* - инзерская свита, учрочище "Откоп" у пос. Инзер; 2 - *ky-71* - кужинская свита, Кужинское месторождение; 3 - *и-66* - авзянская свита, пос. Бол. Брегяк; 4 - *и-57* - инзерская свита, д. Новосаитово; 5 - *2670-1* - инзерская свита, д. Пороги; 6 - *2670-3* - инзерская свита, с. Пороги.

Основные параметры формирования осадочных ассоциаций типового разреза рифея

Уровень разреза	Состав областей сноса	Обстановки осадконакопления	Тектонический режим	Климат	Зрелость тонкой кластики
R _{1ai1-3} R _{1ai4-5}	Граниты, гранито-гнейсы, метаморфические породы, вулканиты	K!+ПМ ММ+МУ	A+Вул П	Ap!!/Хол -«-	Н ?
R _{1st} R _{1b1} R _{1b2}	Тот же, но при преобладании существенно преобразованных процессами выветривания разностей	ММ+МУ ММ+МУ СМ+ММ+МУ	П П П	Ap/Гум! Гум Гум	У В -«-
R _{2msh}	Преимущественно осадочно-метаморфические породы+некоторое количество вулканитов	ПМ+ММ	A+Вул	Гум!!	В

Уровень разреза	Состав областей сноса	Обстановки осадконакоплен ия	Тектониче ский режим	Климат	Зрелость тонкой кластики
R _{2zg}	Осадочные и осадочно- метаморфические ассоциации при подчиненной роли (?) гранитоидов	СМ+ПМ+ММ	П	Э-Гум!!	-«-
R _{2zk}	Тот же, в середине поступление менее зрелой силикокластики	СМ+ПМ+ММ +МУ	П	Сем-Ар	Н+У
R _{2av}	Осадочно-метаморфические толщи, в значительной мере преобразованные процессами выветривания		П	Гум!!+Ар	У+В
R _{3zl1}	Граниты и гранито-гнейсы, осадочно-метаморфические комплексы	К!+ПМ+мм	В	Ар!!	У+Н
R _{3zl2}	Тот же, но несколько преобразованный процессами выветривания	ПМ+ММ+му	П	-«-	Н
R _{3zl3}	Тот же, практически полностью преобразованный процессами выветривания	СМ+ПМ+ММ	П	Э-Гум!!	?

Уровень разреза	Состав областей сноса	Обстановки осадконакоплен ия	Тектониче ский режим	Климат	Зрелость тонкой кластики
R ₃ zl ₄	Тот же, в середине интервала поступление аркозового материала	СМ+ПМ+ММ +му	П	Ар+ Сем-Ар	У+В!!
R ₃ kt	Тот же, практически полностью преобразованный процессами выветривания	ПМ+ММ+му	П	Ар	В
R ₃ in	преобладание кварца в областях сноса	СМ+ПМ+ММ +МУ	П	-«-	У+В
R ₃ mn	То же	СМ+ПМ+ММ +му	П	-«-	В
R ₃ uk	То же	ПМ+ММ+му	П	?	Н

П р и м е ч а н и е. Буквами и знаками препинания в таблице показаны: обстановки осадконакопления (К – континентальные; ПМ – прибрежно-морские; ММ – мелководно-морские; СМ – “сверхмелководные”; МУ – морские удаленные; ! – знак преобладания; !! – безусловного преобладания); тектонический режим (А – активный; П – пассивный; В – вялый; Вул – наличие в разрезах вулканитов); климат (Ар – аридный; Хол – холодный; Гум – гумидный; Э-Гум – экстрагумидный; Сем-Ар – семиаридный); зрелость тонкой алюмосиликокластики (Н – низкая; У – умеренная; В – высокая).

Научное издание

Андрей Викторович Маслов
Эмир Зуфарович Гареев
Михаил Тихонович Крупенин
Инна Григорьевна Демчук

**ТОНКАЯ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКА
В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОМ РАЗРЕЗЕ
БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
(к реконструкции условий формирования)**

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геологии и геохимии и НИСО УрО РАН

ЛР №020764 от 24.04.98

Технический редактор Е.М.Бородулина
Корректор А.И.Пономарева
Компьютерная верстка С.В.Колотов

НИСО УрО РАН №110(99)-196 Подписано в печать 13.09 1999
Формат 60х84 1/16 Печать офсетная Гарнитура Times.
Усл. печ. л. 20,25. Уч.-изд. л. 20. Тираж 200. Заказ 150.

Размножено с готового оригинал-макета в типографии УрО РАН
620219, Екатеринбург, ГСП-109, ул. С.Ковалевской, 18.

620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Институт геологии и геохимии. E-mail: maslov@igg.uran.ru, root@igg.e-burg.su