

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

А.В.Маслов Э.З.Гареев М.Т.Крупенин

**ОСАДОЧНЫЕ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РИФЕЯ
ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ**

**(ретроспективный обзор седиментологических,
палеогеографических, литолого-минералогических
и петрогеохимических исследований)**



Уфа-1998

А.В.МАСЛОВ, Э.З.ГАРЕЕВ, М.Т.КРУПЕНИН. ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РИФЕЯ ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: Отпечатано с готовых диапозитивов в ГП "Принт", 1998 . 225 с.

В работе дан обзор более чем 50-летней истории изучения т.н. "*древних отложений Горной Башкирии*" и рассмотрено современное состояние седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований осадочных последовательностей рифея типовой местности - Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Показана возможность выделения в разрезе рифея ряда крупных комплексов отложений различного состава и генезиса, приведены сведения о сходных с ними осадочных ассоциациях в разрезах рифея мира, реконструированы основные черты латерального распределения указанных комплексов на рассматриваемой территории, что позволило показать характер эволюции существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория фрагментов крупных седиментационных бассейнов, наметить общие особенности поступавшей в область седиментации кластики, в т.ч. тонкого силикокластического материала. Сделана попытка реконструкции климатических обстановок накопления осадочных ассоциаций рифея и венда.

Монография предназначена для геологов широкого профиля, специалистов в области седиментологии, палеогеографии, геохимии осадочных пород и минералогии.

Настоящая публикация является составной частью исследований в рамках гранта РФФИ 97-05-65107

© Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1998

* © Институт геологии УфНЦ РАН, 1998

© Е.А.Маслова, иллюстрация на обложке

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкции обстановок формирования осадочных ассоциаций рифея занимают все еще скромное место в общем объеме отечественных публикаций по верхнему докембрию. Связано это прежде всего с недостаточно детальной фациальной типизацией отложений, условностью сопоставлений большинства литостратиграфических подразделений в рамках региональных корреляционных схем, неразработанностью критериев проведения их границ в различных зонах седиментационных бассейнов, конвергентностью геохимических индикаторов осадконакопления и рядом других факторов. Вместе с тем, расшифровка условий формирования осадочных последовательностей верхнего докембрия и палеогеографии конкретных бассейнов осадконакопления является краеугольным камнем в создании общих моделей седиментогенеза и эволюции древних (рифейских и дорифейских) седиментационных бассейнов [Негруца, 1985; Тимофеев, 1992; Мележик, 1992; и др.].

Осадочная летопись позволяет, как известно, с той или иной степенью детальности реконструировать геологическую историю седиментационных бассейнов и эволюцию процессов осадко-накопления, а также физико-химические условия осадконакопления: состав вод палеобассейнов, окислительно-восстановительный режим, расшифровать глубины водоемов, температурные и газовые обстановки, а также наметить изменения большинства этих параметров во времени. Сейчас наблюдается усиление интереса исследователей к синтезу разноплановых данных по осадочным бассейнам в целом, а также к изучению собственно позднедокембрийских бассейнов осадконакопления [Обстановки осадконакопления..., 1990; Allen, Allen, 1990; и др.]. Весьма показательным в этом плане то, что разделы **“осадочные бассейны”** и **“проблемы докембрия”** выделены отдельными пунктами и среди приоритетных направлений фундаментальных исследований в России [Постановление Президиума РАН от 13.01.1998 г.].

На протяжении долгого времени внимание отечественных исследователей было сосредоточено на разработке литостратиграфических шкал верхнего докембрия различных регионов, тогда как в иностранной литературе возобладал иной, сугубо седиментологический, подход к анализу древних осадочных последовательностей и только в последние годы, главным образом на примере типового разреза рифея и осадочных ассоциаций рифея, развитых по периферии Сибирской платформы, мы видим прорыв в этом направлении и в России [Маслов, 1988; 1993; 1994; 1997б; Крупенин, 1987; Маслов, Крупенин, 1991; Петров, 1993; Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998; Нехаев, Хабаров, 1996; Советов, 1995; Советов и др., 1995; Таныгин, Хабаров, 1989; Таныгин, 1992; и др.].

Основной целью при подготовке настоящего обзора авторам виделся анализ и синтез большинства имеющихся в литературе и оригинальных авторских представлений о седиментологии, палеогеографии, минералогии и петрогеохимии осадочных комплексов рифея западного склона Южного Урала - **типовой местности развития рифея на территории Северной Евразии.**

К настоящему времени стратиграфический каркас эталона рифея изучен до статочно полно [Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей... 1989], поэтому внимание исследователей естественным образом переключается на изучение условий формирования как осадочных ассоциаций в целом, так и пород отдельных уровней разреза, их вещественного состава и ряда других особенностей, что невозможно без использования точных инструментальных методов. Базисом для подобных работ является комплекс седиментологических, палеогеографических, минералогических и петрогеохимических исследований, выполненных в 70-80-х гг.

Главными результатами этих исследований явилось: 1) сведение воедино большинства материалов по послойному литолого-стратиграфическому расчленению свит и подсвит типового разреза [Маслов, Крупенин, 1991]; 2) разработка классификации фаций и подробное описание континентальных и бассейновых отложений [Маслов, 1988, 1993, 1997а; Крупенин, 1983, 1987; и др.]. Данные комплексного литолого-фациального анализа позволили рассмотреть вертикальные и латеральные взаимоотношения фаций и фациальных ассоциаций (комплексов) и наметить основные черты развития осадочных бассейнов [Маслов, 1997а]. Проведена систематизация петрографического и петрохимического состава песчаников типового разреза рифея, выявлены основные тренды в изменении их составов *“в координатах условного времени”*, с использованием ряда геохимических коэффициентов наметены основные черты процессов седиментогенеза и показана их эволюция [Маслов, Гареев, 1996; Гареев, Маслов, 1992, 1994].

В предлагаемом вниманию читателей обзоре с той или иной степенью детальности освещены как опубликованные с конца 30-х гг. работы, посвященные различным аспектам изучения осадочных ассоциаций рифея Башкирского мегантиклинория, так и авторские результаты¹; последние в ряде случаев сопровождаются более развернутой характеристикой отдельных положений и конкретными примерами.

Мы надеемся, что данная работа будет полезна всем тем исследователям, кто рано или поздно обратится к изучению вещественного состава осадочных ассоциаций типового разреза рифея и рассматриваем ее как своеобразный *“путеводитель”* по публикациям, посвященным изучению различных аспектов геологии рифея Башкирского мегантиклинория².

Введение, глава 1 и раздел “Вместо заключения” написаны А.В.Масловым, глава 3 А.В.Масловым и Э.З.Гареевым, главы 2 и 4 - А.В.Масловым и М.Т.Крупениным.

Авторы искренне признательны С.В.Колотову, Г.А.Мальцеву, С.В.Верхоглядовой и Н.В.Гладышевой за помощь в подготовке работы к печати.

¹ Там, где эти данные несут принципиально новый характер они рассмотрены более подробно

² В обзоре учтены работы опубликованные до 1 января 1998 г. Наиболее полный обзор работ по геологии западного склона Южного Урала, в той или иной форме затрагивавших предмет настоящей работы и опубликованных начиная с середины XIX в. и до 1944-45 гг., был дан ранее А.И.Олли [1948]

Глава 1. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ: общие представления

В подходе к анализу процессов и обстановок осадконакопления позднего докембрия в настоящее время существуют по крайней мере два подхода. В первом из них превалирует тезис о значительной эволюции во времени основных параметров всех внешних оболочек планеты и, как следствие этого - основных закономерностей экзогенеза. Второй предполагает, что процессы и обстановки осадконакопления, фациальные типы осадков и типы фациальных типов седиментации, начиная с конца карелия или раннего рифея были достаточно близки тем, что мы видим в фанерозое. Как и десять лет назад, во главе актуальным остается замечание Х.Рединга, о том, что *".. настоящее является ключом к прошлому обстановкам, хотя и может приоткрыть завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обстановки в каких-то отношениях отличаются от современных"* [Обстановки осадконакопления..., 1990].

Еще в начале 50-х годов, рассматривая возможные отличия древнего докембрия от современного, Ю.А.Жемчужников и его коллеги отмечали, что они могут быть связаны с влиянием по крайней мере трех факторов - иным характером собственно аллювиальных равнин, иными условиями накопления обломочного материала в приустьевых зонах рек и иными параметрами речных систем [Жемчужников, 1954; Жемчужников и др., 1959, 1960; и др.].

По мнению Л.Б.Рухина [1960] многоруканность додевонских (и, следовательно, докембрийских - ремарка наша, А.М. и др.) рек была обусловлена общей невысокой контрастностью тектонических движений, из-за чего южные врезанного типа не имели широкого распространения; русла характеризовались значительной шириной и легко меняли свое положение, приточная приустьевые валы, не скрепленные растительным покровом. Отсутствие наземной растительности обуславливало линейную связь поверхностного смыва обломочного материала с количеством атмосферных осадков, по-видимому, в значительно более широком интервале величин, чем ныне [Рухин, 1960; Шанцер, 1961]. Предполагалось также, что многие древние эпиконтинентальные моря были значительно более мелководными, чем современные; в заполнении их терригенным материалом основную роль играли делювиальные отложения [Рухин, 1960]. Последняя из отмеченных выше причин могла приводить также к частым кратковременным (и нерегулярным) - А.М. и др.) паводкам, охватывавшим обширные низменные междуречные долины, что следует, как будто, из более частой встречаемости среди докембрийских "пойменных" отложений пачек тонкого переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников с широким развитием трещин усыхания [Сочава, 1979, 1982].

А.Л.Яншин и др. [Яншин, Жарков, 1983; Яншин и др. 1983] предполагают, что в докембрии количество материала, поступавшего в бассейны седиментации из зрелых кор выветривания, было значительно большим чем в последующие эпохи.

С точки зрения А.В.Ивановской и др. [1984 и др.], решающая роль в формировании олигомиктовых кварцевых песчаников позднего докембрия, одной из наиболее типичных разновидностей пород рифейских разрезов, также принадлежала климату и процессам интенсивного химического выветривания. Комплексы кварцевых песчаников рассматривались этими авторами как индикаторы гумидных климатических обстановок в областях сноса³. Считалось, что олигомиктовые кварцевые комплексы маркируют в разрезах верхнего докембрия эпохи существования в областях сноса равнинного рельефа и тектонического покоя. Поставлявшие кластику в бассейны седиментации коры выветривания формировались в эти периоды времени на кварцсодержащих породах. Индикаторами интенсивности выветривания и климата в областях мобилизации обломочного материала являются, по авторам, отношения Al_2O_3/SiO_2 и TiO_2/Al_2O_3 .

Основным ландшафтным типом областей размыва позднего докембрия были, по мнению Е.П.Акульшиной и др. [Акульшина, 1981, 1990а, 1990б; Акульшина и др., 1971, 1972], примитивно-пустынные зоны (равнинные, платообразные, горные); существовали, возможно, и (пра)влажные обстановки. Предполагалось, что большинство седиментационных бассейнов представляло мелководные эпиконтинентальные моря с архипелагами островов; наиболее близкими к обстановкам осадконакопления позднейших эпох являлись, вероятно, обстановки с преобладанием процессов физического выветривания. Континентальные отложения, по мнению авторов, имеют в разрезах позднего докембрия ограниченное распространение; по структурно-текстурным и геохимическим данным среди них выделяются делювиально-пролювиальные, аллювиально-озерные, ледниковые и ряд других типов. Только для позднего докембрия были типичны, по-видимому, морские бассейны с накоплением первичных доломитов; известковые илы в эту эпоху тяготели к периферии седиментационных бассейнов. Связь зон интенсивного доломитообразования с аридным климатом установилась, вероятно, только с палеозоя (?).

Согласно представлениям Ю.П.Казанского [1976, 1979, 1981, 1983 и др.], в позднем докембрии (и вплоть до силура) могут быть выделены протопустынно-тропическая, протосаванная и предвлажнотропическая континентальные ландшафтно-климатические зоны. Первая из них была, вероятно, подобна современным пустыням, отличаясь только отсутствием растительности (индикаторы - полимиктовые породы и глины). *Протосаванная зона* реконструируется по присутствию в разрезах пестроцветных аргиллитов, кварцевых и аркозовых песчаников, прослоев и пластов железных руд. *Предвлажнотропическая зона* характеризовалась преобладанием доломитов и кварцевых песков.

³ Интересно, однако, отметить, что существуют и прямо противоположные взгляды. Так, по материалам ряда зарубежных авторов [Basu, 1985, Johnsson, 1993], досилурийское выветривание, в отсутствие на суше многоклеточных высших растений, могло быть существенно меньше, чем в настоящее время

Рассматривая особенности эволюции осадочных процессов в геологической истории, Ю.П.Казанский [1976] отметил, что для позднего протероя-раннего палеозоя было, вероятно, характерно преобладание в атмосфере углекислоты (общий состав $O_2 + CO_2 + N_2$) и, как следствие, широкое развитие процессов кислого выветривания (коры выветривания, по его мнению, были сложены каолинитом и аллитом) и преобладание среди карбонатных отложений доломитов, накопившихся в открытых зонах бассейнов. Для морских обстановок типично формирование мелководных и открыто-морских известняков и доломитов. Доломитообразование в позднем докембрии являлось нормальным, для морских бассейнов, процессом. Основными причинами этого выступали несколько повышенные Р-Т условия, более высокие концентрации кальция и магния в растворах, высокие значения карбонатной щелочности (рН ~ 8-9) и кислые обстановки на палеоводосборах [Казанский, 1981]. Исходя из этого, автором был сделан вывод, что *наличие доломитов в разрезах рифея не может являться "автоматическим индикатором" аридного климата и лагунных (полуотшнурованных) обстановок седиментации* (курсив наш - А.М. и др.). В самом конце докембрия карбонатные отложения появляются и во внутриконтинентальных бассейнах.

Средние значения атмосферного давления и температуры в рифее оценивались Ю.П.Казанским [1990], соответственно, в 3-8 атмосферах и 30-50°C⁴.

П.П.Тимофеев, В.Н.Холодов и И.В.Хворова, анализируя в начале 80-х годов материалы сравнительно-палеогеографических исследований, подчеркнули в серии публикаций со ссылкой на данные П.Уиндли и А.В.Сидоренко, что для раннего докембрия были характерны, по-видимому, бассейны, заключенные между крупными массивами суши; формировавшиеся в них осадки обнаруживают присутствие многочисленных мелководных текстур, следов перерывов и т.п. [Тимофеев и др., 1983]. Позднедокембрийские бассейны, сохраняя признаки значительной мелководности, были распространены несравненно более широко. Они располагались преимущественно между участками суши и были выполнены терригенными и карбонатными (хемогенными и фитогенными) отложениями [Тимофеев и др., 1983; Тимофеев, Холодов, 1984а, 1984б; и др.].

По данным И.В.Николаевой [1984], эпохи массового формирования глауконита совпадают с эпохами интенсивного корообразования. В соответствии с хемогенно-диагенетической теорией (Н.М.Страхов и др.) формирование минералов группы глауконита происходило в морских условиях, в ре-

⁴ Сходные величины давления и температуры приводят В.К. и К.И. Лукашевы [1980], ссылающиеся на данные американских геохимиков С.Энстайна и Л.Нота об изотопном составе кислорода и водорода в кремнистых породах. Значения средних палеотемператур для середины среднего рифея (~ 1,2 млрд лет) составляли, по этим авторам, примерно 32°C. Р.Е.Прилуцким [1994] температура морских палеобассейнов раннего-среднего рифея оценивается, исходя из реконструированных значений изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород, примерно в 30°C. По данным Н.Я.Ясаманова [1986], среднегодовые температуры поверхностных вод Мирового океана составляли к концу венда-началу кембрия 30-35°C. Среднегодовые температуры морской воды в среднем и позднем рифее оцениваются автором [Ясаманов, 1989], по данным изучения изотопного состава водорода в кремнистых толщах, примерно в 40-50°C.

дукционных обстановках особого типа; тектонический режим этих эпох являлся спокойным платформенным, а в областях сноса преобладало глубокое химическое выветривание. Благоприятными факторами для образования минералов группы глауконита И.В. Николаева [1980] считает состояние климатического оптимума³, низкое стояние континентов, обширные морские трансгрессии, развитие кор выветривания, миграцию элементов преимущественно в растворенной форме и существование на шельфах редуционных зон.

Н.А. Ясаманов [1985, 1986] указывает, что для рифея в целом были типичны специфические континентальные примитивно-пустынные ландшафты без наземной растительности, жаркий и довольно влажный климат (указанием на это служат, по его представлениям, широкое распространение среди верхнедокембрийских отложений элювиальных, пролювиальных, делювиальных, аллювиальных и озерных образований), слабая дифференциация рельефа, наличие CO_2 в атмосфере и, следовательно, господство парникового, слабозонального климата. По его мнению, геологические комплексы-индикаторы климатических обстановок прошлого фиксируют только обобщенную информацию о всех климатических параметрах на той или иной территории. Наиболее быстро на смену климата реагирует органический мир; литологические и геохимические показатели значительно более консервативны, изменчивость их имеет определенное “запаздывание”.

Для достоверной реконструкции параметров древних климатических обстановок необходима увязка литологических, геохимических и всех других, по преимуществу косвенных, данных [Ясаманов, 1985, 1986; Синицын, 1967]. Более или менее определенно на ряд климатических обстановок, по мнению Н.А. Ясаманова [1985], указывают следующие осадочные породы. Для *жаркого аридного 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, по мнению Н.А. Ясаманова, что климат на континенте мог быть *холодным аридным*, при достаточно большой расчлененности рельефа. Наличие глауконита в осадках указывает на формирование их в условиях *теплого климата* (климатический оптимум И.В. Николаевой). Карбонатно-сульфатные осадочные ассоциации могут являться индикаторами *аридного* седиментогенеза и т.д.

Если обратиться с этих позиций, к рассмотрению эталонного разреза рифея, то мы увидим отсутствие в нем большинства из перечисленных ярких литоклиматических индикаторов, более или менее определенно указывающих на специфические климатические обстановки - солей, ангидритов, гипсов, кор

³ Индикаторным признаком *климатического оптимума*, по данным И.В. Николаевой [1981б], является смена в разрезах терригенных пород известняками.

выветривания латеритного типа и ряда др. Напротив, широким развитием среди отложений рифея Башкирского мегантиклинория пользуются доломитовые карбонатные последовательности (нижний и средний рифей, а также мильярская свита каратавия), присутствуют два уровня экстракварцевых песчаников (зигальгинская свита среднего рифея, лемзинская подсвита зильмердакской свиты верхнего рифея), известны аркозовые песчаники (айская и зильмердакская свиты бурзяния и каратавия), а также кварц-глауконитовые ассоциации (инзерская и укская свиты каратавия). Исходя из приведенных выше данных Н.А. Ясаманова, присутствие 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. Так, монотонные доломитовые толщи являются в такой интерпретации показателями жаркого аридного климата, уровни развития экстракварцевых песчаников указывают на жаркий гумидный климат и интенсивное химическое выветривание в областях сноса; присутствие аркозовых песчаников как будто бы предполагает аридный холодный климат, а кварц-глауконитовые ассоциации, скорее всего, формировались в условиях климатического оптимума и теплого, влажного климата. Размытость и нечеткость подобной типизации достаточно очевидны. Более того, многие из перечисленных выше "индикаторов" допускают возможность и иного толкования. Наиболее отчетливо это видно на примере экстракварцевых песчаников, для которых в последние годы высказано мнение о формировании за счет размыва пород существенно обогащенных кварцем (кварциты и т.п.) [Анфимов, 1990, 1995], а не вследствие процессов интенсивного химического выветривания на палеоводосборах. Все это заставляет многих авторов пытаться использовать для реконструкции палеоклиматических параметров, наряду с литологическими и литолого-геохимическими методами. Подробный анализ данного вопроса применительно к эталонному разрезу рифея сделан Э.З. Гареевым [1989 и др.]. Следует, однако отметить, что и литолого-геохимические индикаторы (петрохимические модули, отношения тех или иных элементов и т.п.) также дают в большинстве случаев достаточно многовариантные модели.

На иных позициях стоит А.В. Гольберт [1984]. По его представлениям, важнейшим инструментом реконструкции палеоклиматических обстановок осадконакопления являются литологические критерии (геологические формации Шатского-Хераскова), тогда как использование литогенетических формаций В.М. Синицина малоэффективно. Существенным дополнением анализа конкретных формаций является использование частных индикаторов палеоклимата, таких как породно-минералогические (в т.ч. минералогия глины), геохимические, палеонтологические⁶ и палеотермометрические.

Н.Н. Верзилин [1984, 1985 и др.], рассматривая факторы, способствующие образованию красноцветов, указывает на такие их сочетания, как незначительное количество захоронявшегося органического вещества, повышенную щелочность и жаркий климат. Наиболее благоприятны для формирования красноцветов внутриконтинентальные водоемы аридных и гумид-

⁶ Здесь совершенно необходимо помнить, что выводы А.В. Гольберта основаны на материалах изучения мезо-кайнозойских отложений

ных (до появления растительного покрова) зон. В позднем докембрии, по представлениям Н.Н.Верзилина, накопление красноцветов происходило преимущественно в гумидных обстановках.

Процессы химического выветривания на докембрийских континентах также характеризовались, по-видимому, определенными отличиями от мезокайнозойского латеритообразования [Холодов, 1989; Юдович, Кетрис, 1988, 1989; Юдович и др., 1991; и др.], что было обусловлено, в значительной мере, господством на суше аридных обстановок (гумидные эпохи характеризовались относительной кратковременностью) и повышенной концентрацией в атмосфере углекислого газа. Авторы считают, что профиль кор выветривания в докембрии был иным, нежели в более поздние эпохи⁷.

Рассматривая проблему палеоклиматических реконструкций в докембрии Т.Ф.Негруца и В.З.Негруца [1982] отмечают принципиальное сходство и единство процессов осадконакопления в докембрии и фанерозое. Использование актуалистического подхода и сравнение докембрийских отложений Балтийского щита с литогенетическими формациями В.М.Синицина, дают возможность, по мнению авторов, наметить следующие показатели климата прошлого. Так, развитие на континенте зрелых кор выветривания и проталеритов фиксируется появлением в бассейнах осадконакопления мономиктовой и олигомиктовой формаций. Присутствие в разрезах формаций карбонатных красноцветов, карбонатно-сульфатной, экстракарбонатной и карбонатной сероцветной (вкупе с присутствием глиптоморфоз по галиту и строматолитов) свидетельствует об аридном климате. Основываясь на имевшихся в их распоряжении данных, авторы сделали вывод, что в докембрии и, особенно, раннем протерозое, преобладали гумидные обстановки накопления осадков, а установление аридных условий имело эпизодический характер.

По представлениям Т.Ф.Негруца [1985], 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, типоморфизма обломочных минералов в отложениях нижнего протерозоя Кольского полуострова и сравнение с характеристиками сходных по генезису фанерозойских образований показывает "... абсолютную их идентичность". Из этого сделаны выводы, что фациальные обстановки раннего протерозоя имели параметры существенно сходные с фанерозойскими и, начиная по крайней мере с 3,5-3,8 млрд. лет тому назад, действовали "обычные"

⁷ Сходных взглядов придерживаются А В Сочава и его коллеги [1994]. По их данным, одними из специфических отличий терригенного осадконакопления позднего докембрия от более поздних эпох были меньшая подвижность калия при выветривании и широкое проявление на суше процессов золовой переработки кластики, следствием чего являлось преобладание в разрезах мономиктовых кварцевых песчаников

экзо- и эндогенные процессы. Сопоставление докембрийских осадочных ассоциаций с типами климатических формаций В.М.Синицина и Н.А.Ясаманова, следовательно, вполне приемлемо и корректно. Так, мономиктовая и олигомиктовая формации предполагают неразрывную связь поступавшего в область осадконакопления кластического материала с корами выветривания химического типа, формировавшимися в условиях жаркого влажного климата. Напротив, присутствие в разрезах полимиктовой и/или мезомиктовой формаций (аркозы, граввакки, микститы и др.) указывает на низкую степень осадочной дифференциации в областях сноса и поступление в бассейны седиментации лишь незначительно трансформированных обломочных компонентов.

На существенную специфику докембрийского выветривания указал Б.М.Михайлов [1986, 1991 и др.], предполагавший преобладание в позднем протерозое на суше примитивно-пустынных ландшафтов, где имели место процессы “энергичного” гидролиза пород и вынос щелочных и щелочноземельных элементов. С его точки зрения между докембрийским и фанерозойским гипергенезом не было аналогий или принципиального сходства. Автор скептически относится к представлениям о том, что высокоглиноземистые и кварцевые породы в разрезах докембрийских отложений являются в подавляющем большинстве случаев продуктами размыва древних высокозрелых кор химического выветривания. По мнению Б.М.Михайлова, значительно более обоснованной является точка зрения о широком развитии в архее и раннем протерозое процессов гидротермально-осадочного литогенеза, гидродного и подземного гипергенеза. Именно производными этих процессов и могут с большей степенью вероятности являться древние кварциты. Существенно кварцевые конгломераты и песчаники более поздних эпох - продукты размыва таких “вторичных кварцитов”, но никак не результат переотложения материала из кор интенсивного химического выветривания по алюмосиликатным породам⁸. Позднедокембрийский гипергенез, по представлениям Б.М.Михайлова [1991 и др.], характеризовался, кроме отмеченных особенностей, достаточно высокими давлениями и температурами, агрессивным составом атмосферы и дождей. Разделение алюминия и кремнезема в этих условиях не происходило. По мнению автора, “... к положению о принципиальном сходстве геохимических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой геологической истории Земли следует относиться критически”.

В.Н.Холодов [1989, 1993 и др.] отмечает, что для докембрия были характерны мелководные озероподобные водоемы, в которых формировались преимущественно многокомпонентные, слабо дифференцированные, осадки. По его представлениям, дифференциация поступавшего в бассейн седиментации в раннем протерозое вещества происходила при избытке рудных и ассоциирующих с ними элементов в бескислородных обстановках [Холодов,

⁸ А.Б.Ронов и др. [1995], напротив, указывают, что кварцевые пески и алевроиты возникают при очень глубоком выветривании любых кварц-содержащих пород (разрядка наша - АМ и др.) Появление их в разрезах маркирует эпохи тектонического покоя, пенепленизации суши, влажный климат и мощное развитие процессов химического выветривания

1993]. Накопление полезных компонентов в мелководных водоемах имело место на фоне неустойчивого равновесия процессов фазовой дифференциации и интеграции. Тектоно-магматические события конца карелия, приведшие к формированию гранитно-метаморфического цоколя древних платформ, существенно изменили строение и состав континентальных водосборов: преимущественную роль в областях размыва стали играть гранитоиды, кислые и основные эффузивы, различные по составу осадочные образования. Завершение свекофеннского тектоно-магматического цикла обусловило формирование крупных массивов ультракислых гранитов-рапакиви, нормальных гранитов, плагиигранитов, гранодиоритов, что, свою очередь, привело к появлению в последующем значительных объемов аркозовых песчаников и ассоциирующихся с ними осадков.

Анализируя состояние имевшихся в литературе представлений о физико-химических параметрах и составе водной среды докембрийских бассейнов осадконакопления, В.А.Мележик [1987] отметил противоречивость и отрывочность этих сведений и их *“преимущественно качественный характер”*. По его мнению, единственным методом оценки параметров древнего осадконакопления (несмотря на дискуссионность многих положений) остается геохимический⁹. Для расшифровки палеосолености бассейнов это преимущественно данные о содержании бора в тонкой фракции глинистых пород, контролируемые фациально-палеогеографическими реконструкциями и прямыми признаками протоэвапоритового характера водоемов - наличием в разрезах магнезита и тонкозернистых силикокластических осадков с повышенными содержаниями магния. Распознавание рН и Eh может быть произведено только для неметаморфизованных образований по данным о последовательности минералообразования; в случаях значительного преобразования исходных осадков возможно использование метода сравнения рядов подвижности элементов и ряда других подходов.

На примере ранне- и позднедокембрийских бассейнов Балтийского щита В.А.Мележиком [1992 и др.] показана отчетливая эволюция их типов и основных параметров атмо- и гидросферы и постседиментационных процессов; при этом особо подчеркнута, что *“Важнейшие аспекты докембрийского осадочного породообразования не могут быть поняты без постановки многоаспектных исследований, включающих реконструкцию и анализ морфогенетических особенностей осадочных бассейнов, палеогеографии и палеофациальных обстановок .”* Анализ докембрийских седиментационных бассейнов является, по мнению В.А.Мележика [1991], до настоящего времени сравнительно слабо разработанной проблемой. Наиболее приемлемым и перспективным, с точки зрения автора, представляется многоаспектный подход, предусматривающий реконструкцию таких параметров как конфигурация, площадь, глубина, рельеф дна палеоводоемов и области сноса, гидродинамики, гидрохимии и ряда других особенностей бассейнов.

Рассматривая различные точки зрения на характер атмосферы и гид-

⁹ Эту точку зрения поддерживает и один из авторов настоящей работы (Э.З.Гарсев)

росферы Земли в докембрии, А.В.Сочава [1986] предполагал, что становление внешних оболочек планеты в параметрах близких к современным произошло, по всей видимости, достаточно быстро, и экзогенез позднего архея и протерозоя был уже во многом сходен с фанерозойским. По его представлениям, в пользу древности кислородной атмосферы Земли свидетельствуют такие факты как наличие в разрезах нижнего протерозоя и верхнего архея красноцветных формаций, присутствие сульфат-ионов в архейской морской воде, значительное распространение в архее углеродистых формаций и тиллитов и ряд других данных. Автором предполагалось, что уже в позднем архее концентрации свободного кислорода в атмосфере и гидросфере Земли были соизмеримы с теми, что реконструируются для фанерозоя.

Позднее, анализируя особенности процессов карбонатакопления в позднем докембрии, А.В.Сочава и В.Н.Подковыров [1992], указали на сокращение от раннего рифея к позднему относительной доли доломитов¹⁰. В стратотипическом разрезе рифея для отложений катавской свиты и подинзерских слоев ими зафиксированы максимальные содержания Sr на уровне 2000-5000 млн⁻¹, что предполагает формирование пород рассматриваемых уровней из осадков существенно арагонитового состава. Объяснение крупных вариаций состава карбонатов на протяжении всего неогее виделось авторам в длительном квазистационарном состоянии атмосферы; сокращение поступления в атмосферу в позднем рифее углекислого газа, как результат снижения в глобальном плане тектонической активности, привело, в свою очередь, к постепенному сокращению насыщенности морских вод карбонатами и смене процессов доломитообразования накоплением осадков известкового состава. Становление атмосферы в близких к современным параметрах произошло в достаточно короткие сроки. В протерозое, по мнению А.В.Сочавы [1986], атмосфера была существенно сходна с современной или фанерозойской; содержание свободного кислорода соизмеримо в протерозое как с позднеархейским, так и фанерозойским.

В середине 80-х гг. была предпринята беспрецедентная попытка сбора и обобщения материалов по петрохимии терригенных и карбонатных пород фанерозоя всей Северной Евразии [Сочава и др., 1994; и др.], основанная на нескольких иных принципах, нежели это было сделано ранее А.Б.Роновым с коллегами. Основой созданного банка данных явились индивидуальные химические анализы пород, обладавшие конкретной привязкой к известным разрезам, а не т.н. средние пробы. Тенденции эволюции состава пород в неогее при данном подходе оценивались, исходя из последовательного анализа средних составов песчаников, глинистых и карбонатных пород различных интервалов времени для крупных регионов (западный Урал¹¹, складчатое обрамление Сибирской платформы и т.п.), Русской и Сибирской платформ в целом и, наконец, всей Северной Евразии.

¹⁰ К аналогичному выводу пришел ранее и Э.З.Гареев [Гареев, Алибаева, 1985]

¹¹ Указанными авторами для рассмотрения петрохимии пород стратотипического разреза использованы как свои, так и данные регионального банка петрохимических материалов Э.З.Гареева

Основными результатами проведенных исследований явились: 1) установление относительного постоянства среднего химического состава аргиллитов в интервале от раннего рифея до раннего палеозоя¹²; 2) показано преобладание (или достаточно широкое распространение) в разрезах верхнего докембрия высокозрелых псаммитов. Объяснение последнему феномену виделось А.В.Сочаве и др. [1994], как и ранее Ф.Дж.Петтиджону и др. [1976], несколько в иных, чем традиционно принято в литературе (усиление процессов химического и биологического выветривания во второй половине палеозоя, нарастание со временем эффекта переотложения осадочного материала и др.), причинах, а именно - в преобладании в позднем докембрии и раннем палеозое обстановок, способствовавших быстрому механическому истиранию песчаных зерен на литорали и верхней сублиторали и в полях песчаных дюн. Широкое распространение в разрезах верхнего докембрия высококальциевых глинистых сланцев возможно отражает, по представлениям А.В.Сочавы и др., специфику внутриконтинентального рифтового вулканизма и значительный привнос в осадки вулканогенного тефрового материала. Показано существование в позднем докембрии двух макромасштабных циклов терригенной седиментации (ранне-среднерифейского и позднерифейско-вендского), являющихся отражением тектонической эволюции регионов [Сочавой и др., 1994]. Начальные этапы циклов, по данным авторов, характеризовались поступлением в области осадконакопления более зрелой кластики, нежели это было характерно для завершающих этапов. Объяснением этого могут быть: 1) подавление процессов химического выветривания при орогенезе и/или 2) активизация рифтогенеза (увеличение значений модуля $Na/(Na+K)$ в середине позднего рифея, возможно, отражает также некоторую активизацию тектонических движений, раннебайкальская фаза ? - 850 млн. лет). Основными *отличительными* особенностями позднедокембрийского осадконакопления, обусловленными отсутствием высшей наземной растительности, видятся А.В.Сочаве и др. специфика процессов выветривания (меньшая чем в позднейшие эпохи подвижность калия), рифтогенный магматизм с повышенным содержанием K и широкое развитие на континентах процессов ветровой переработки кластического материала (более широкое распространение в разрезах верхнего докембрия высококварцевых аренитов).

Исследования характера и особенностей распределения ледниковых событий в геологической истории Земли, привели Н.М.Чумакова [1995 и др.] к представлениям о существенной роли и специфике безледниковых эпох, т.н. эпох "*теплой биосферы*", длительность которых могла составлять, по некоторым оценкам, до 80% длительности всего фанерозоя, венда и позднего рифея. Теплые безледниковые периоды климата коренным образом отличались от ледниковых эпох, а скорость перемещения ландшафтно-климатических зон в моменты дегляциации могла быть на 2-3 порядка выше скорос-

¹² Интересно, как отмечают А.В.Сочава и др. [1994], что данный вывод хорошо согласуется с представлениями о неизменности состава постаршейской верхней континентальной коры, следующими из данных о распределении в глинистых сланцах редкоземельных элементов [Тейлор, МакЛеннон, 1988]

ти всех других геологических и экологических изменений. Это позволило Н.М.Чумакову высказать мнение о невозможности распространения актуалистических представлений на всю историю планеты или даже только весь фанерозой.

Таким образом, несмотря на достаточно большое количество публикаций, вопрос об особенностях всего спектра процессов позднепротерозойской седиментации, типах и характере седиментационных бассейнов остается до настоящего времени в отечественной литературе в значительной мере открытым.

В зарубежных публикациях начала 80-х гг. протерозойские супракрустальные ассоциации были подразделены (Х.Конди и др.) на три основных группы: 1) кварцит-карбонатно-сланцевую, рассматривавшуюся как результат осадконакопления в обстановках стабильных континентальных границ или во внутренних зонах кратонов; 2) кварцит-аркозовую с бимодальными вулканитами - предполагаемые эквиваленты осадочных последовательностей современных рифтов; и 3) монотонные вулканогенные ассоциации толеит-известково-щелочного ряда, формирование которых имело место предположительно в структурах аналогичных современным краевым морям и островодужным ансамблям. Тем самым было заложено, на наш взгляд, несколько иное направление исследований, а именно - сопоставление осадочных последовательностей и, через них, седиментационных бассейнов позднего докембрия и более молодых эпох, позволившее в конечном счете высказать представления о *существенной близости основных закономерностей эволюции и строения осадочного заполнения бассейнов позднего протерозоя (по крайней мере) и фанерозоя.*

Через десятилетие, суммируя представления по геологии и седиментологии позднего докембрия¹³, Д.Лоув [Lowe, 1992] показал возможность подразделения супракрустальных ассоциаций на два класса - зеленокаменные и кратонные. Первые из них, представленные мощными последовательностями вулканитов основного и среднего состава с подчиненными им осадочными образованиями и кислыми эффузивами, в протерозойской летописи распространены не столь широко. Кратонные ассоциации протерозоя, слагающиеся мощными шлейфами относительно зрелой кластики и карбонатными последовательностями, тяготеют к границам крупных континентальных массивов (перикратонные седиментационные бассейны) или представляют собой выполнение эпикратонных бассейнов. Наиболее мощные кратонные ассоциации накапливались в протерозое, как и в последующей фанерозойской истории, в бассейнах, образованных вследствие процессов интракратонного растяжения, рифтогенеза и последующего пассивного прогибания вдоль вновь сформированных континентальных границ.

По мнению Д.Лоува, такие известные кратонные ассоциации протерозоя как надсерия Белт, осадочное выполнение бассейнов МакАртур и Аделаида, мощные последовательности палео- и мезопротерозоя Китая сформиро-

¹³ В рамках всего протерозоя

рованы “*поверх*” отмерших рифтовых систем, фиксируемых специфически “*рифтовыми комплексами*”. В типичном случае они представлены мощными, но ограниченными в латеральном распространении, незрелыми аркозовыми и субаркозовыми комплексами, объединяющими аллювиальные, флювиальные, озерные или мелководно-морские кластические фации. Сменяющие их выше по разрезу более зрелые терригенные и карбонатные осадки фиксируют преобразование рифтов в перикратонные бассейны, сопряженные с новообразованными пассивными границами. Специфическим типом седиментационных бассейнов протерозоя являются форландовые бассейны, в строении которых основную роль играют мощные осадочные ассоциации, объединяющие контрастные по своему фациальному облику (флювиальные фации - турбидиты и т.п.) образования. Архитектура осадочного заполнения бассейнов этого типа определяется сменой относительно глубоководных осадков, типичных для начальных стадий их развития, мелководными и, в конечном счете, континентальными и субконтинентальными, что связано с проградацией надвиговых клиньев со стороны складчатых областей.

Рассматривая особенности осадконакопления в течение всего протерозоя, Д.Лоув [Lowe, 1992] счел возможным подразделить его на две неравные части, охватывающие палео- и мезопротерозой (1,6-0,9 млрд. лет) и неопротерозой (0,9-0,55 млрд. лет). Первая из них характеризовалась преимущественно кратонными обстановками осадконакопления, а в качестве основных седиментационных единиц выступали внутрикратонные рифты, значительных размеров эпикратонные (плоские?) бассейны и границы кратонов. В качестве главных факторов, контролировавших процессы седиментации рассматриваются рифтогенез и расползание гигантского суперконтинента. Предполагалось также, что во множестве осадочных последовательностей, известных в бассейнах Кимберли и Амадеус, Аделаидской “*геосинклинали*”, Кордильерах, на Гренландии, Британских островах, северо-западе Европы и ряде других регионов присутствуют как рифтогенные, так и “*дрифтовые*” ассоциации. Последние являются индикаторами (?) былого существования дофанерозойских пассивных окраин. Примерами рифтогенных формаций, слагающими базальные части этих последовательностей, как достаточно хорошо сохранившимися, так и широко известными по многочисленным публикациям, являются надсерия Осоее в южной части Аппалачского пояса, серии Валдрес и Хэдмарк Южной Норвегии и ряд других литостратиграфических единиц (например, серия Носиб в Дамарском орогене). Общими чертами всех этих “*рифтогенных формаций*” являются значительная мощность вкпе с ограниченным латеральным распространением, незрелый петрографический состав и взаимосвязь с бимодальными базальт-риолитовыми комплексами. Формирование осадков происходило преимущественно в аллювиальных и мелководных бассейновых обстановках; крайне редко фиксируется присутствие турбидитовых, глубоководных и умеренно глубоководных ассоциаций. В ряде последовательностей подобного типа присутствуют и эвапориты - индикаторы былого существования замкнутых или полузамкнутых бассейнов.

Неопротерозойские перикратонные бассейны были выполнены песчаниково-сланцево-карбонатными последовательностями; слагающие их зрелые кварцевые песчаники накапливались в стабильных шельфовых условиях при господстве разнообразных течений и волнений. Карбонатные члены разрезов фиксируют появление и расцвет карбонатных платформ, на которых в локальных ваннах происходила, кроме того, садка эвапоритовых минералов.

По мнению Дж.Гротзингера и Р.Ингерсолла [Grotzinger, Ingersoll, 1992], развитие протерозойских седиментационных бассейнов в целом было, в значительной мере также сходно с эволюцией их фанерозойских гомологов. Это отчетливо видно по данным сравнения бассейнов растяжения (рифты и пассивные окраины) и сжатия (форландовые зоны и сдвиговые бассейны).

Рифтовые бассейны протерозоя развивались либо самостоятельно, без включения в полный цикл растяжения и деформации (например, Кивинууский рифт), либо являлись начальными элементами формирования крупных орогенных поясов фанерозоя. Осадочное выполнение этих структур представлено незрелыми силикластическими образованиями флювиального и морского генезиса; в виде маломощных пластов присутствуют также карбонатные породы и эвапориты. Значительную роль в ряде случаев играют основные и кислые вулканы, однако иногда осадочное выполнение рифтов представлено почти исключительно осадочными последовательностями. Сравнение фанерозойских и протерозойских рифтов не обнаружило каких-либо принципиальных различий между ними.

Пассивные окраины протерозоя по своим качественным параметрам также весьма сходны с фанерозойскими. В их разрезах отчетливо документируется переход вверх от рифтогенных образований к *“осадкам термальной фазы”*. По данным Дж.Гротзингера и Р.Ингерсолла [Grotzinger, Ingersoll, 1992], единственным отличием позднедокембрийских бассейнов на пассивных окраинах от их фанерозойских аналогов является, вероятно, меньшая длительность *“термальной фазы”*, следствием чего, предположительно, была принципиальная невозможность появления крупных океанических прострств.

Форландовые бассейны рассматриваемого интервала времени также обнаруживают много типичных для их фанерозойских аналогов черт строения и эволюции. Глубоководные турбидиты центральных частей таких бассейнов перекрываются мелководными шельфовыми (платформенными) карбонатными последовательностями и терригенными осадками; часто они сменяются в проксимальном направлении (в сторону форланда) прибрежно-морскими и аллювиальными образованиями.

Сходство обстановок и стиля осадконакопления и характера эволюции протерозойских (в целом) и фанерозойских седиментационных бассейнов может являться, по представлению Дж.Гротзингера и Р.Ингерсолла [Grotzinger, Ingersoll, 1992], отражением *фундаментального сходства динамических процессов в литосфере на протяжении последних 2500-2600 млн лет*

Общий эскиз геологической истории позднего докембрия может быть следующим. По данным В.Е.Хаина [1993], примерно к концу интервала 1,9-1,7 млрд. лет, произошло "... *восстановление сплошности континентальной коры*" и имело место формирование суперконтинента Пангея I. К этому времени приурочено объединение отдельных фрагментов континентальной коры и появление кристаллического фундамента древних платформ. По представлениям В.Е.Хаина и Н.А.Божко [1988 и др.], именно на поздний докембрий пришлись "... *коренные изменения в стиле глобального тектогенеза*" Для раннего рифея главным событием тектонического плана явилась деструкция крупных массивов континентальной коры и формирование первых авлакогенов. Для южных кратонов (Австралийского, Сино-Корейского и Индостанского) типично накопление мелководных осадочных последовательностей, образующих первый платформенный чехол. Среднерифейская эпоха ознаменована продолжением процессов деструкции. В стабильных платформенных условиях развиваются относительно небольшие впадины с терригенно-карбонатным и вулканогенно-терригенным выполнением. Появляются авлакогены новой генерации, наиболее примечательный из которых - Кивиноуский. С поздним рифеем связано формирование Гондванского и Лавразийского суперконтинентов, гипотетического континента Родиния. Эпиконтинентальные моря покрывали в это время значительно большие площади, нежели в раннем и среднем рифее; предполагается, что именно в каратавии совершился переход от ограниченных по размеру, сравнительно глубоких, платформенных впадин к обширным "*плоским*" бассейнам седиментации.

Глава 2. РЕТРОСПЕКТИВА ВЗГЛЯДОВ РАЗНЫХ АВТОРОВ НА ГЕНЕЗИС ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ

Прежде чем обратиться к рассмотрению представлений разных авторов о формировании осадочных ассоциаций рифея стратотипической местности, необходимо сказать несколько слов об особенностях строения эталонного разреза “*древних немых толщ Горной Башкирии*” и кратко остановиться на основных этапах его изучения.

2.1. Особенности строения типового разреза рифея

Башкирский мегантиклинорий представляет структуру второго порядка, входящую в состав Центрально-Уральского поднятия [Соболев и др., 1986]. На западе он граничит с Западно-Уральской внешней зоной складчатости и Предуральским красвым прогибом; на востоке и юго-востоке сочленяется с Уралтауским мегантиклинорием и Зилаирским мегасинклинорием. Максимальная ширина мегантиклинория на широте г.Миньяра составляет около 110 км, протяженность с севера на юг достигает 350 км. В пределах мегантиклинория с учетом характера складчатости, строения разрезов, особенностей магматизма и метаморфизма выделяются западная и восточная зоны [Гарань, 1969; Сенченко, 1976; Стратотип рифея..., 1983; и др.]. Западная зона объединяет Тараташский, Ямантауский и Алатауский антиклинории, Капатауский структурный комплекс и Инзерский синклинорий, именно она рассматривается как типовая местность развития отложений рифейской эратемы; к восточной относятся Таганайский, Ирмельский и Маярдакский антиклинории и Верхнебельский синклинорий.

Относительно внутренней структуры Башкирского мегантиклинория существует ряд точек зрения [Сенченко, 1976; Камалетдинов, 1974; Стратотип рифея..., 1983; Геология и перспективы..., 1988; Иванов, Иванов, 1997; и др.]. Последние данные комплексных сейсмических исследований основных структур Южного Урала на широте Стерлитамак-Магнитогорск-Карталы-Николаевка, по профилю “УРСЕЙС-95” [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echtler et al., 1996], свидетельствуют, что рисунок отражающих площадок и характер пространственной геометрии “*накетов*” слоев не свидетельствуют в пользу значительных (первые десятки километров) горизонтальных перемещений в пределах Башкирского мегантиклинория. На это же указывает и анализ литофациальной зональности отложений рифея [Маслов, 1997б].

Нижний стратон рифея - бурзянская серия - объединяет на северо-востоке мегантиклинория айскую, саткинскую и бакальскую свиты (рис. 1).

В айской свите разными авторами выделялись в разные годы пять, две или три подсвиты. Последний вариант принят и на IV Уральском межведомственном стратиграфическом совещании. Однако нам представляется, что по литологическим особенностям айская свита может быть подразделена на

две части. Нижние ее уровни слагаются грубообломочными породами и ассоциирующими с ними в ряде разрезов основными вулканитами (суммарная мощность порядка 1400-1600 м), а в верхних - преобладают темноокрашенные тонкозернистые силикокластические образования (до 800-1000 м).

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

Саткинская свита (мощность 1700-3500 м) залегает согласно на айсковой и сложена в основном доломитами и известняками. М.И.Гаранем [1946, 1963; и др.] саткинская свита расчленена на пять подсвит - нижне- и верхнекусинскую, половинкинскую, нижне- 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. В виде маломощных прослоев здесь присутствуют глинистые и углеродисто-глинистые сланцы. *Половинкинская* подсвита (160-200 м) слагается углеродисто-глинистыми сланцами с маломощными прослоями алевролитов и/или карбонатных пород; в ряде ее разрезов заметную роль играют прослои известняков. *Нижнесаткинская* подсвита объединяет хомогенные, 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 глинистых их разностей. Выше наблюдаются темно-серые, почти черные доломиты, углеродисто-глинистые сланцы и мергелистые доломиты. В верхней трети подсвиты преобладают известняки, доломиты и углеродисто-глинистые сланцы.

Саткинская свита прорывается интрузивными породами Бердяушского 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, 1980].

Бакальская свита представлена углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками. Общая мощность ее составляет около 1400-1600 м [Стратотип рифея..., 1983], из них примерно 650 м приходится на *нижнюю* (макаровскую) подсвиту, представленную темноокрашенными низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, среди которых в виде редких маломощных прослоев присутствуют алевролиты, известняки и глинистые известняки. *Верхняя* (малобакальская) подсвита объединяет терригенные и карбонатные пачки и толщи. Сложное циклическое чередование их в разрезе данного уровня наиболее отчетливо видно в разрезах Бакальского рудного поля. К востоку и юго-востоку от г.Бакала карбонатные пачки постепенно выклиниваются; восточные разрезы слагаются в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, преслаивающимися со сланцами, выделяющимися в корельскую толщу [Гарань, 1969].



Рис. 1. Сводный стратиграфический разрез верхнедокембрийских отложений западного крыла Башкирского мегантиклинория (1 - район д. Толпарово в бассейне р.Зилим).

1 - конгломераты; 2 - песчаники, 3 - мелкозернистые песчаники и алевропесчаники, 4 - алевролиты; 5 - аргиллиты и глинистые сланцы, 6 - низкоуглеродистые глинистые сланцы, 7 - известняки, 8 - глинистые известняки, 9 - известняки с микрофитолитами, онколитами и оолитами, 10 - строматолитовые известняки; 11 - "струйча-тые" известняки; 12 - плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков, 13 - доломиты; 14 - строматолитовые доломиты, 15 - строматолитовые доломитистые известняки или известковистые доломиты, 16 - плоскообломочные синседиментационные брекчии доломитов, 17 - доломиты с терригенной примесью; 18 - вулканические образования.

Цифрами показаны подсветы и уровни. 1 - навышко-чудинский уровень, 2 - кисеганско-сунгурский уровень, 3 - нижекусинская, 4 - верхнекусинская; 5 - половинокпская, 6 - нижнесаткинская, 7 - верхнесаткинская, 8 - макаровская, 9 - малобакальская, 10 - кузьелгинско-каранский уровень, 11 - шакитарско-ямантауский уровень, 12 - срегинская; 13 - амбарская; 14 - туканская; 15 - катакинская; 16 - малоинзерская, 17 - ушаковская; 18 - куткурская; 19 - реветская; 20 - тюльменская, 21 - бирьянская, 22 - нугушская, 23 - лемезинская; 24 - бедерышинская; 25 - нижняя; 26 - верхняя, 27 - нижняя, 28 - верхняя, 29 - минская; 30 - бьянская, 31 - нижняя, 32 - верхняя

В центральных районах мегантиклинория (Ямантауский антиклинорий) с отложениями бурзянской серии северо-восточных районов по составу и комплексу фитолитов 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 полевшпато-кварцевыми песчаниками, при подчиненной роли алевролитов, известняков, доломитов и глинистых или углеродисто-глинистых сланцев. Последние иногда наблюдаются в виде пакетов достаточно большой мощности (до 50-100 м).

Суранская свита (1000-2800 м) подразделяется на пять подсвит. *Миньякская* подсвита (300-400 м) объединяет доломиты и известняки, среди которых в виде маломощных прослоев присутствуют углеродисто-глинистые и глинистые сланцы. В ее западных разрезах преобладают глинистые известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев и плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий. В восточных разрезах появляются карбонатные породы с терригенной примесью, а также пакки чередования мелкозернистых песчаников и доломитов. *Бердауловская* подсвита (400-550 м) представлена в основном глинистыми, углеродисто-глинистыми и карбонатно-углеродисто-глинистыми сланцами и, реже, известняками. *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 пакки переослаивания углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов, алевролитов, углеродисто-глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников. *Сердаукская* подсвита (200-600 м) представлена в основном пакетами и пакками чередования углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов, часто также низкоуглеродистых; несколько меньше в ее разрезах распространены пакки пере-

сплаивания мелко- и крупнозернистых алевролитов и низкоуглеродистых известняков или алевролитов и глинистых сланцев без примеси углеродистого материала. 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. Мощностъ подсвиты варьирует от примерно 200 м на западном крыле Ямангауского антиклинория до около 500-550 м на востоке данной структуры [Нижний рифей..., 1989].

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 углеродисто-глинистых сланцев и известняков. *Багарыштинская* подсвита (350-450 м) представлена пакетами и пачками чередования углеродисто-глинистых сланцев, 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 углеродисто-глинистых сланцев, 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].

Машакская свита (1500-3000 м) сложена осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, приуроченными к структурам, контролируемым Зюраткульским глубинным разломом и прослеживаются с юга на север почти на 250 км. Соотношение терригенных и вулканогенных пород в разрезах свиты меняется в широтном и меридиональном направлениях, вследствие чего существовали различные варианты расчленения машакской свиты и ее аналогов с выделением от трех до восьми подсвит. В горизонтах конгломератов в основании машакской свиты встречаются гальки и валуны песчаников и кварцитопесчаников подстилающей их юшинской свиты.

Кислые вулканы машакской свиты имеют изотопный U-Pb (по циркону) возраст, согласующийся с Rb-Sr (по валовым пробам) изохроной, порядка 1330-1346 млн. лет.

В наиболее доступном на сегодняшний день для изучения районе, на хр. Бол.Шатак, как и в других частях мегантиклинория, машакская свита расчленяется на ряд подчиненных литостратиграфических подразделений [Ро-

тару, 1983; Парначев и др., 1986]. *Кузьелгинская* подсвита (300-450 м) объединяет конгломераты, песчаники и туфопесчаники, диабазовые порфириды (метабазальты), а также кислые магматические породы¹⁴. *Казавдинская* подсвита (80-300 м) слагается преимущественно эффузивами основного состава, среди которых в виде маломощных прослоев и пачек наблюдаются туфобрекчии, туфопесчаники и туфоалевролиты. *Быковская* подсвита (150-300 м) объединяет углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и туфопесчаники, тяготеющие, как правило, к ее верхней части. *Каптакская* подсвита (250-350 м) представлена диабазами и диабазовыми порфиридами с прослоями туфопесчаников и туфов основного и кислого состава. В привершинной части хр. Бол. Шатак в нижней части подсвиты наблюдается чередование пестроцветных пепловых туфов и туффитов (?), потоков метабазальтов, а в верхней - преобладают эффузивы основного состава. *Куянтавская* подсвита (20-500 м) объединяет преимущественно песчаники и конгломераты¹⁵; в ее южных разрезах примерно равную роль играют туфоалевролиты и песчаники, а в т.н. "*Кухтурской зоне*" нижняя часть разреза слагается углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, а верхняя - преимущественно песчаниками. *Каранская* подсвита (200-600 м) слагается преимущественно метабазальтами, среди которых в виде относительно выдержанных пачек или прослоев наблюдаются кварцитопесчаники, конгломераты, туфоалевролиты и, иногда, углеродисто-глинистых сланцев. *Шакитарская* подсвита (150-450 м) объединяет песчаники, туфопесчаники, алевролиты и, редко, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы. Завершающая разрез машакской свиты, *Ямантауская* подсвита (350-700 м), представлена в основном туфами кислого и основного состава, песчаниками, алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами.

Зигальгинская свита (мощность до 550-700 м) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями глинистых сланцев и, редко, конгломератов. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория она с размывом и угловым несогласием залегает на различных пачках бакальской свиты [Яницкий и Сергеев, 1962; Гарань, 1969; Стратотип рифея..., 1983; и др.]. В центральных районах мегантиклинория, на восточном крыле Ямантауского антиклинория, ниже зигальгинской свиты, согласно с ней, залегает мощный комплекс вулканогенно-осадочных образований машакской свиты, тогда как на западном крыле данной структуры зигальгинская свита трансгрессивно перекрывает породы юшинской свиты [Стратотип рифея..., 1983]. В центральных районах Башкирского мегантиклинория свита в ряде разрезов может быть расчленена на три подсвиты, однако подобное деление ее в значительной мере, по-видимому, условно. *Нижняя* (100-300 м) объединяет мелко- и среднезернистые песчаники светлой окраски, подчиненную роль играют здесь алевролиты и глинистые сланцы. *Средняя* подсвита (50-150 м) представлена в основном углеродисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями алевро-

¹⁴ Генетическая природа этих образований до настоящего времени не ясна

¹⁵ Наиболее характерные для Машакской зоны

литов и песчаников. *Верхняя* подсвита (400?-500? м) слагается в основном кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов.

Зигазино-комаровская свита (1000-1200 м) представлена преимущественно темноцветными алеврито-глинистыми породами с прослоями песчаников, известняков и доломитов. Она расчленяется на три подсвиты, различающиеся окраской отложений - серегинскую, амбарскую и туканскую. Горыды первой и третьей подсвит обогашены тонкодисперсным углеродистым материалом и имеют темную окраску; для отложений амбарской подсвиты характерен голубоватый оттенок.

Завершающая разрез юрматинской серии **авзянская свита** (800-2000 м) объединяет несколько литостратиграфических подразделений. Самая нижняя, *каташкинская* подсвита (200-700 м), слагается доломитами, известняками и известковистыми доломитами (часто со строматолитами). В виде прослоев среди карбонатных пород присутствуют глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты и, иногда, песчаники. *Малоинзерская* подсвита (200-300 м) слагается в основном глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, среди которых в некоторых случаях наблюдаются пласты и линзы карбонатных пород со строматолитами. *Ушаковская* подсвита (30-100? м) полностью или почти полностью слагается доломитами, доломитистыми известняками и известняками (в т.ч. строматолитовыми) с маломощными прослоями глинистых сланцев. *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 алевролитов. *Реветская* подсвита (300-500 м) включает доломиты, известковистые доломиты и, реже, известняки светлой, часто розовато-серой, окраски. В некоторых разрезах среди карбонатных пород наблюдаются прослой алевролитов, глинистых и филлитовидных сланцев, песчаников, а сами карбонатные породы содержат строматолиты. *Тюльменская* подсвита (0-150 м) объединяет терригенные (часто пестроцветные) и карбонатные породы.

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

Зильмердакская свита (1200-3200 м) подразделяется на четыре подсвиты. Нижняя, *бирьянская* подсвита (800-2500? м), представлена красновато- и розовато-серыми полевошпато-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, преимущественно крупно- и среднезернистыми, песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, а также красно-бурыми и кирпично-красными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. *Нугуйская* подсвита (200-350 м) сложена преимущественно алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета. *Лемезинская* подсвита (100-300 м) представлена в основном светлоокрашенными средне- и, реже, крупнозернистыми песчаниками с

прослоями алевролитов. 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; в средней части подсвиты в большинстве разрезов западной и центральной частей мегантиклинория обособляется специфическая красноцветная пачка алевролитов, песчаников и аргиллитов. На востоке мегантиклинория в составе подсвиты преобладают темно- и зеленовато-серые глинистые и филлитовидные сланцы.

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 сланцы **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); внутри перекрывающей подинзерские слои последовательности силикокластических пород здесь присутствует еще одна пачка карбонатных пород, мощность которой составляет от 50 до 80-100 м. В северо-западных и юго-западных разрезах между известняками подинзерских слоев и катавской свиты наблюдается алевро-аргиллитовая пачка, мощность которой варьирует от 0-5 до 60-70 м.

По данным И.М.Горохова с соавторами [Gorokhov et al., 1995], Rb/Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805-835 млн. лет.

Миньярская свита (500-800 м) представлена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками (как хемогенными, так и фитогенными); собственно известняки играют подчиненную роль. Строение разрезов миньярской свиты на территории мегантиклинория несколько 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: аджигардакский, кужайский, балаевский и шубинский.

Укская свита (160-300 м) объединяет в верхней части карбонатные, а в нижней - терригенные (кварц-глауконитовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы) отложения, залегающие 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].

2.2. Основные этапы изучения стратогипа рифея

С момента выделения рифейской группы Н.С.Шатским, эталон рифея привлекает внимание исследователей разного плана - стратиграфов, тектонистов, геохронологов, палеонтологов, литологов, геохимиков.

Неоценимую роль в изучении рифея западного склона Южного Урала сыграли работы 30-40-х гг. М.И.Гараня, О.П.Горяиновой, Э.А.Фальковой, А.И.Олли, А.И.Иванова, К.А.Львова и др., заложившие основу наших сегодняшних представлений о последовательности напластования и условиях образования *"древних немых свит Горной Башкирии"*.

Широкое внедрение в практику в середине 50-х - начале 60-х гг. изотопно-геохронологических методов позволило обосновать большую продолжительность рифея [Овчинников, Гаррис, 1960; Овчинников и др., 1964; Гаррис, 1964, 1977; Гаррис и др., 1964; и др.].

В конце 50 - начале 60-х гг. на материалах изучения фитолитов из разрезов каратауской, юрматинской и бурзянской серий была установлена возможность использования этих ископаемых остатков в стратиграфических построениях [Крылов, 1963; Журавлева, 1967, 1968; и др.]. На примере рифея западного склона Южного Урала, Сибирской платформы и ряда других регионов в середине 60-х гг. была показана возможность выделения и межрегиональной корреляции трех крупных подразделений рифея - нижнего, среднего и верхнего [Келлер, 1968; Келлер, Семихатов, 1968; и др.].

К этому времени территория Башкирского мегантиклинория была почти полностью покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000 (Г.Б.Яковлев, С.А.Зорин, А.А.Чистяков, И.И.Синицин и др.). Позднее, в течение почти 20 лет, усилиями башкирских и челябинских геологов (Г.И.Богатырева, Ю.С.Глызин, С.А.Зорин, Л.В.Зуев, Р.С.Казак, А.В.Клочихин, В.И.Кузлов, А.В.Кузнецов, Н.Н.Ларионов, В.И.Ленных, В.И.Петров, Ф.В.Пискунов, В.В.Радченко, З.М. и А.Ф. Ротару, А.Н.Черноостровец, А.А.Чистяков, П.Н.Швецов, В.А.Шефер, Ф.А.Ямаев и др.) выполнен комплекс геолого-съемочных (масштаба 1:50 000) и геолого-разведочных работ, давший колоссальное количество нового фактического материала по строению конкретных разрезов рифея в различных районах мегантиклинория, составу осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций, особенностям тектонического строения и геологической истории западного склона Южного Урала в целом.

Параллельно с проведением геолого-съемочных работ велись и продолжают в настоящее время тематические исследования, нацеленные на детальное послыойное изучение стратотипических и опорных разрезов рифея в различных структурно-формационных зонах мегантиклинория, сбор и определение ископаемых остатков, надежное датирование отложений комплексом методов, изучение процессов седименто- и литогенеза, магматизма и метаморфизма, металлогенических особенностей осадочных, магматических и метаморфических комплексов и реконструкцию истории геологического развития Уральского складчатого пояса в позднем докембрии (Г.Н.Акимова,

А.А.Алексеев, Л.В. Анфимов, Ю.Р.Беккер, А.Ф.Вейс, Э.З.Гареев, М.А.Гаррис, Л.А.Генина, В.М.Горожанин, Н.Ф.Данукалов, К.П.Иванов, С.Н.Иванов, Р.С.Казаков, Г.А.Кейльман, Б.М.Келлер, М.Л.Клюжина, В.И.Козлов, Вл.А.-Комар, А.А.Краснобаев, М.Т.Крупенин, И.Н.Крылов, А.И.Кукушкин, Э.И.Кутырев, Н.Н.Ларионов, В.И.Ленных, Ю.С.Ляхницкий, А.А.Макушин, П.Н.Михайлов, Л.В.Овчинников, М.Т.Орлова, Н.П.Панова, В.П.Парначев, К.И.Плюснин, В.Н.Подковыров, М.Е.Раабен, В.А.Романов, А.Ф.Ротару, А.И.Русин, В.Н.Сергеев, О.П.Сергеев, Н.Д.Сергеева, Ю.Д.Смирнов, М.М.Сомов, А.В.-Сочава, В.П.Феоктистов, В.А.Филиппов, В.М.Чайка, П.Н.Швецов, Т.И.Широбокова, К.Э.Якобсон, Т.В.Янкаускас и др.).

Примерно до середины 80-х гг. основное внимание исследователей было направлено на решение вопросов стратиграфии и корреляции разрезов рифея, изотопно-геохронологическое датирование отложений и монографическое изучение фитолитов. Во введении ко второму тому монографии *“Стратотип рифея”*, опубликованному в 1983 году, Б.М.Келлер отметил в качестве одного из главных итогов этих многолетних работ, что *“Общая стратиграфическая последовательность свит и серий уральского стратотипа в настоящее время не вызывает сомнений”*

Значительно менее разработанными оказались вопросы литологии и палеогеографии. С той или иной степенью детальности они освещены в публикациях и рукописных отчетах Д.В.Наливкина, М.И.Гараня, А.И.Олли, Г.Ф.Лунгерсгаузена, Н.П.Вербицкой, М.Т.Орловой, В.А.Романова, Ю.Р.Беккера, В.П.Феоктистова, Э.И.Кутырева, Ю.С.Ляхницкого, Б.М.Келлера, Л.В.Анфимова, Г.Н.Акимовой, А.П.Казака, В.М.Чайки и ряда других исследователей. В результате, к началу 80-х гг. были намечены общие черты палеогеографии рифея и реконструированы обстановки формирования рифейских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория, состав и положение питающих провинций (*“Восточные Карелиды”* М.И.Гараня или *“Иоттиды”*, *“Гипербореиды”* и *“Салаириды”* Приуралья А.И.Олли). В то же время имевшиеся в геологической литературе представления о фациальном облике отложений, характере бассейнов седиментации (их размерах, форме, типах, направлениях сноса и способах переноса обломочного материала, составе областей размыва и их эволюции во времени и т.д.), палеоклиматических и палеотектонических обстановках осадконакопления во многом еще были далеки от совершенства.

Проведенные в начале 80-х гг. исследования [Крупенин, 1982, 1983, 1987; Маслов, 1985, 1986, 1988; и др.] показали принципиальную возможность применения к рифейским осадочным образованиям западного склона Южного Урала метода детального комплексного литолого-фациального анализа, разработанного в 40-50 гг. на основе изучения угленосных отложений [Жемчужников, 1954; Тимофеев, 1969, 1970; и др.] и апробированного в конце 70-х-начале 80-х гг. на глубоководных морских осадках [Проблемы литологии..., 1982; и др.], а также приемов сравнительно-литологического и сравнительно-тектонического анализов. Значительное внимание было уделено детальному описанию естественных разрезов и керна скважин, точной фикса

ции в них первичных генетических признаков отложений, фотодокументации обнажений и керн, составлению схематических литолого-фациальных и палеогеографических карт, схем распределения осадочных комплексов различного состава и генезиса. В процессе исследований составлены схематические литолого-фациальные, с палеогеографической нагрузкой, карты для всех свит и подсвит рифея Башкирского мегантиклинория. Для большинства стратиграфических уровней рифея Волго-Уральской области составлены схематические литолого-палеогеографические карты масштаба 1:1000 000; выполнены мелкомасштабные палеогеографические реконструкции для ряда уровней рифея Урала. Большое внимание уделено анализу пространственно-временных взаимоотношений осадочных комплексов различного состава и генезиса, а также “архитектуре” осадочного выполнения седиментационных бассейнов [Маслов, 1993, 1994, 1997а, 1997б и др.].

Анализ осадочных ассоциаций эталонного разреза рифея показал, что главная роль среди них принадлежит бассейновым (мелководным, “сверх-мелководным” и умеренно глубоководным терригенным и карбонатным) отложениям; континентальные терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы, маркирующие эпохи значительных сокращений морской акватории, фиксируются на территории современного Башкирского мегантиклинория только в самом начале айского и зильмердакского “времени”. Это указывает на значительно большие в течение всего рифея размеры конечных водоемов стока, нежели рассматриваемая территория. Для корректных суждений об их типах и эволюции оказалось необходимым привлечение литолого-фациальных и палеогеографических данных по рифейским отложениям Волго-Уральской области. Только на построенных для территории Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала схемах распределения литолого-фациальных комплексов в ряде случаев удалось проследить латеральные переходы от континентальных отложений к собственно бассейновым (айско-прикамский, бакальско-надеждинский, зигальгинско-тукаевский и др. уровни). В то же время, для многих других уровней подобная фациальная зональность не реконструируется, а вариации мощностей и другие особенности отложений позволяют предполагать, что накопление осадков происходило, по-видимому, на большей, чем это наблюдается сейчас, площади.

Другим направлением исследований в середине 80-начале 90-х гг. было изучение петрографического и петрохимического состава псаммитов - наиболее информативного, при изучении истории формирования различных осадочных бассейнов, типа пород. Результаты этих работ, базирующиеся на обработке регионального банка данных химических анализов осадочных пород из эталонных разрезов рифея, отражены в серии публикаций [Гареев, 1982, 1986, 1987а, 1989; Маслов, Гареев, 1988, 1989, 1994, 1996; Гареев, Маслов, 1992, 1994]. Основными задачами при этом являлись: 1) реконструкция состава питающих провинций (по основным компонентам каркаса песчаников и составу галек конгломератов) и их эволюции с течением времени; 2) расшифровка палеотектонических и палеоклиматических обстановок их формирования и др.

На прошедшем в 1995 году в г.Екатеринбурге Всероссийское совещание *“Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии”* в качестве одних из главных задач в дальнейшем изучении рифейских отложений были названы: 1) реконструкция генетической природы, палеогеографии и фациальных особенностей накопления осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов рифея; 2) расшифровка основных закономерностей развития седиментационных бассейнов; 3) изучение петрографии и вещественного состава пород; 4) петро- и геохимическое изучение осадочных комплексов на основе анализа банков данных по наиболее полным разрезам рифея [Решение..., 1995; Коротеев и др., 1996].

2.3. Исследования общегеологической направленности и фациально-палеогеографические реконструкции

Рассмотрению собственно седиментологических, фациальных и палеогеографических реконструкций, выполненных разными авторами для осадочных ассоциаций стратотипа рифея, посвящены специальные работы одного из авторов настоящего обзора (см. [Маслов, 1993, 1997]). Здесь этот вопрос рассмотрен в более широком аспекте.

Самые первые данные о типах бассейнов осадконакопления, существовавших в рифее на рассматриваемой территории, можно найти в работе Д.В.Наливкина [1931]. По его представлениям, формирование осадочных ассоциаций *“древних немых свит Горной Башкирии”* имело место преимущественно в лагунных обстановках. Аргументами в пользу данного предположения являлись отсутствие морской (как и вообще какой-либо) фауны, широкое развитие доломитовых толщ, рассматривавшихся как прямое свидетельство существования на территории мегантиклинория полуизолированных обстановок с соленостью отличавшейся в ту или иную стороны от морской и значительная роль терригенных образований, в том числе песчаных и конгломерато-песчаных. Интересно, однако, что известные уже в то время колоссальные суммарные мощности отложений бурзянской, юрмагинской и каратауской серий (до 12 000 - 15 000 м) приняты автором во внимание не были.

По данным О.П.Горяиновой и Э.А.Фальковой [1940], терригенные образования всего разреза *“древних немых толщ Горной Башкирии”* различаются лишь в некоторых деталях. Какая-то часть из них может иметь мелководный или прибрежный характер (присутствие грубообломочных образований, наличие диагональной слоистости, знаки ряби, трещины высыхания и др.) Темная окраска тонкозернистых терригенных образований зигазино-комаровской и авзянской свит и присутствие в них пирита, связывалось авторами с восстановительными обстановками в придонных частях бассейна. Карбонатные отложения имеют, по представлениям О.П.Горяиновой и Э.А.Фальковой, мелководный бассейновый генезис. Доломитизация первично известковых илов большинства литостратиграфических единиц разреза

имела место “... непосредственно после отложения известкового шла или некоторое время спустя уже в несколько отвердевшем шле”. Присутствие в карбонатных породах на ряде уровней значительного количества терригенной примеси, обломочные, оолитовые и водорослевые текстуры указывают, по мнению авторов, на мелководные обстановки формирования собственно карбонатных отложений. Известняки со строматолитами (например, в катавской свите) могли представлять собой рифовые образования.

Рассматривая общее строение разреза, О.П.Горяинова и Э.А.Фалькова отмечают присутствие в нем трех отчетливых крупных циклов, распадающихся на ряд более мелких. Начало каждого цикла соответствовало поднятию прилегавшей к области осадконакопления суши. Последняя была представлена в течении ряда эпох осадочными и метаморфическими породами (обилие кварца, фрагментов кварцитов и сланцев, а также присутствие хорошо окатанных зерен турмалина и циркона). Значительная доля в отложениях ряда уровней щелочных и кислых полевых шпатов, характер включений в кварце и состав обломков конгломератов предполагают размыв также и комплекса “... кислых глубинных пород типа гранитов и кварцевых диоритов”, ассоциировавшихся с гнейсами и кристаллическими сланцами, как и существование условий не способствовавших химическому разложению полевых шпатов. Авторы отметили, что “... представляют значительный палеогеографический интерес фациальные изменения свит и толщ по простиранию ...”¹⁶.

Характеризуя уральский разрез рифея, Н.С.Шатский [1960] отметил его типично миогеосинклинальный характер. Каждая серия рифея Башкирского мегантиклинория “... является до известной степени резко выраженным ритмом осадкообразования ...”, в последовательности их “... виден хорошо известный формационный ряд, характерный для развития миогеосинклинальных областей последующих этапов истории Земли”. В работе “Об отношении кембрия к протерозою и о Байкальской складчатости” Н.С.Шатский [1963] специально отмечает “Важно подчеркнуть, что весь этот комплекс, хотя и подразделяется на четыре цикла осадконакопления .. в целом представляет собой единый естественный ряд. Он начинается эффузивно-осадочной толщей со спилитами, переходит выше в мощные серии сланцев, затем в обломочные “флишоидные” серии с карбонатными породами и заканчивается серией пестрых грубообломочных молассовых образований”.

По мнению М.И.Гараня [1946, 1960 и др.], осадочные серии рифея Башкирского мегантиклинория представляют “... естественные крупные седиментационные циклы ...”. Циклический характер осадконакопления подчеркивается присутствием в нижних частях серий грубообломочных пород, которые сменяются выше глинистыми и песчаноглинистыми образованиями и карбонатными отложениями. Терригенные и карбонатные образования каждой серии формировались преимущественно в мелководных прибрежных обстановках, на что указывают присутствие строматолитов, трещин высыхания, косой и сезонной слоистости, знаков ряби течения и волнения.

¹ Реконструкция фацальной изменчивости древних свит задержалась после этого более чем на 40 лет

Накопление осадков айского “*времени*” раннего рифея происходило в условиях грабенообразного прогиба. Грубообломочные отложения нижней части айской свиты представляют собой, по мнению автора, прибрежные мелководные образования. “*Внешний вид и состав грубообломочных отложений. не оставляет сомнения в том, что они образовались за счет разрушения (размыва) гранитных и метаморфических пород . суши, расположенной к западу Об этом красноречиво свидетельствуют увеличивающаяся мощность конгломератов в западном направлении и увеличение размера в том же направлении галечникового материала в конгломератах*”. Формировавшиеся во второй половине айского “*времени*” тонкозернистые терригенные отложения отражают постепенное развитие трансгрессии и седиментацию в относительно спокойных условиях. В саткинское и бакальское “*время*” формировались мелководно-морские отложения. Максимум трансгрессии пришелся, по представлениям М.И.Гараня [1946], на саткинское “*время*”. Обилие песчанистых доломитов, присутствие водорослевых и обломочных структур указывают на преимущественно мелководно-морской генезис карбонатных пород саткинской свиты. Примечательно, что во время накопления отложений верхнесаткинской подсвиты бассейн на рассматриваемой территории замкнулся [Гарань, 1946, стр. 20] и в условиях значительного изменения его гидрохимии имело место накопление магнетитовых илов. В бакальское “*время*” продолжались процессы седиментации в замкнутых и полузамкнутых водоемах.

Среднерифейские последовательности также образованы в обширном мелководном бассейне. Песчаные отложения зигальгинской свиты являются “*. . . типично прибрежными*”, о чем свидетельствует широкое развитие в породах ряби волнения, трещин усыхания и косой слоистости. Мелководный генезис имеют и отложения зигазино-комаровской и авзянской свит. Присутствие магнетитов среди доломитов авзянской свиты может, также как и в случае с саткинской свитой, указывать на замыкание бассейна и существенное изменение его гидрохимии. Однако, как подчеркивает М.И.Гарань [1946, стр. 21], “*... приходится еще раз подчеркнуть, что сходство в описываемых циклах не переходит в тождество*” (разрядка наша - Л.М. и др.).

Песчаники и алевролиты зильмердакской свиты формировались в начале трансгрессии в мелководных и прибрежных обстановках, а также частично в континентальных условиях. Расширение трансгрессии в катавское “*время*” и миграция береговой линии на запад обусловили накопление мелководно-морских карбонатных осадков. Терригенно-карбонатные последовательности инзерско-миньярского уровня также имеют мелководно-морской генезис.

Основными источниками сноса на всем протяжении рифея являлись, по мнению М.И.Гараня, т.н. “*Восточные Карелиды*”, располагавшиеся к западу от современного Башкирского мегантиклинория. Было высказано предположение, что в начале миньярского “*времени*” к востоку от Башкирского мегантиклинория было сформировано Центрально-Уральское поднятие, явившееся, наряду с Бакало-Ямантауским, восточным источником кластики. В

то время на всей территории современного Башкирского мегантиклинория и Предуральского прогиба господствовал, по-видимому, нормальный морской режим.

Согласно взглядам Г.Ф.Лунгерсгаузена [1947, 1960], область западного склона Урала во время формирования осадков древних свит представляла предгорную равнину, сложенную дельтовыми песчано-галечниковыми и илисто-песчаными осадками и покрытую озерами. Периодически в эту область вливалось мелкое море. Анализ текстурных особенностей пород, степени сохранности минералов, направлений сноса кластики и других материалов позволил Г.Ф.Лунгерсгаузену утверждать, что в разрезе рифея Башкирского мегантиклинория значительная роль принадлежит континентальным образованиям - тиллитам, осадкам приледниковых озер, эоловым образованиям. Наличие в породах на многих уровнях своеобразной ленточной слоистости свидетельствует, по его мнению, против морского генезиса осадков.

Фундаментальной работой, посвященной строению и условиям формирования древних осадочных последовательностей западного склона Южного и Среднего Урала, явилась монография А.И.Олли, опубликованная в 1948 году. А.И.Олли полагал, что формирование всего комплекса осадков *“древних свит”* происходило в водной среде (присутствие т.н. *“правильной слоистости”*), наличие примеси углеродистого материала, постепенное и закономерное уменьшение в восточном направлении гранулометрии осадков, хорошая отсортированность кластики, выдержанность строения разрезов на значительной части территории, наличие ряби течения и волнения, косой слоистости и др.). Присутствие в разрезах на многих уровнях знаков ряби и трещин усыхания указывает, по его данным, на неоднократное пересыхание отдельных участков бассейна. На мелководный облик бассейна указывает также и широкое развитие водорослевых структур в карбонатах. Интенсивная красно-бурая окраска отложений ряда уровней бирьянской подсвиты зильмердакской свиты является, по представлениям А.И.Олли, следствием разложения пирита, а бывшее присутствие его - предполагает временное установление на ряде участков ясно выраженных восстановительных условий. В бирьянской *“время”* преимущественным распространением на рассматриваемой территории пользовались отложения передовой части дельты; в нугушское *“время”* произошло некоторое сглаживание рельефа областей размыва и трансгрессия бассейна на запад, а в лемезинское *“время”* дельтовая седиментация возобновилась. Карбонатные отложения катавского уровня представляют собой образования мелководного морского бассейна со спокойной гидродинамикой. Инзерский цикл (инзерская и миньярская свиты) объединяет отложения морского бассейна с нормальной соленостью и непостоянными по силе течениями (тонкая правильная слоистость, присутствие глауконита и др.). Бассейн миньярского *“времени”* рассматривался как мелкое открытое море, практически не испытывавшее привноса терригенной кластики.

Характеризуя область питания, А.И.Олли [1948, стр. 332] подчеркнул, что *“...в это время накопления рассматриваемых осадков”* терриген-

ный материал поступал с запада. Область питания представлялась автору в виде *“... дислоцированной горной страны ... испытывавшей неоднократно поднятия во время накопления древних толщ”*. Основываясь на присутствии среди отложений айской, зигальгинской и зильмердакской свит прослоев и линз конгломератов автор считал, что перенос грубообломочного материала во время накопления указанных образований не был значительным. Существенная роль в разрезах грубо- и крупнообломочных псаммитов также не свидетельствует в пользу далекого переноса кластики.

Идентичность или тесная связь состава обломочного материала песчаников с составом галек конгломератов предполагает, по представлениям А.И.Олли, *“... общность области питания . и разрушение одних и тех же материнских пород”*. Ширина области питания определялась по автору *“... не более как полтора-двумя сотнями километров, считая от современных передовых хребтов западного склона Урала”*. Область питания представляла собой на начальных этапах формирования каждого крупного цикла седиментации *“... вполне типичную горную страну, к которой с востока примыкал бассейн западной краевой части Уральской геосинклинали”*. Постепенное разрушение этой горной страны вследствие интенсивной эрозии вело к сглаживанию рельефа и его постепенному понижению.

Рассматривая состав обломочного материала псаммитов и конгломератов айской свиты, А.И.Олли указывает, что для северных частей Южного Урала области питания данного интервала времени была представлена разнообразными кварцитами (собственно кварцитами, аркозовыми и железистыми их разновидностями) и гранитами; существенную роль играли также гнейсы, порфириды, филлиты и джеспилиты. Исходя из приведенных данных вполне закономерным представлялся и вывод А.И.Олли о том, что *“петрографический состав пород области питания в значительной мере соответствовал составу пород тараташской формации”*.

Во время накопления песчаников зигальгинской свиты преобладающими типами пород в области размыва были кварцевые песчаники и кварциты. Основным аргументом в пользу данного предположения является, по мнению А.И.Олли, значительная угловатость и очень слабая окатанность подавляющей части зерен песчаников данного уровня типового разреза. К середине среднего рифея состав пород в области сноса меняется, на что указывает появление среди песчаников большого количества микроклина и плагиоклазов. Отсутствие подобной кластики в псаммитах зигальгинской свиты предполагает вовлечение в размыв нового, ранее не эродировавшегося комплекса пород.

К началу позднего рифея в зону размыва оказались выведены громадные массивы гранитов, на что, по данным А.И.Олли, указывают мощные толщи аркозовых песчаников бирьянской подесвиты зильмердакской свиты. По составу и строению эти граниты были предположительно близки к гранитам-рапакиви. Существенную роль в области сноса играли также кварциты, тогда как основные магматические образования, по всей видимости, отсутствовали или *“... занимали ничтожное место, так как в составе минералов*

рассматриваемого цикла они совершенно не отражены". Состав области питания не изменился, по-видимому, и во время формирования осадков индусской свиты.

В этой же работе А.И.Олли привел характеристику основных циклов седиментации и показал возможность использования принципов циклического анализа к стратиграфическому расчленению древних толщ. Им было отмечено, что "...различные комплексы древних толщ западного склона Урала отделены друг от друга перерывами и фазами тектогенеза. Последние разбивают всю эту очень мощную серию осадков на ряд крупных самостоятельных комплексов или формаций¹⁷ ... которые распадаются еще на ряд циклов осадконакопления. Если рассматривать состав пород, слагающих отдельные формации, то нетрудно заметить, что в каждой из них этот состав изменяется в определенной закономерной последовательности от нижних горизонтов к верхним. Нижние толщи неизменно оказываются сложными наиболее грубозернистыми обломочными породами, сменяющимися кверху более тонкими терригенными образованиями и, наконец, карбонатными осадками. ... Отмеченная последовательность пород в указанных формациях, как видно, отвечает обычной смене осадков различного состава в нормальном цикле осадкообразования. Следовательно, ... формации, отделенные друг от друга перерывами и несогласиями, могут одновременно рассматриваться и как крупные седиментационные циклы. ... внутри каждой формации, или седиментационного цикла первого порядка, намечается еще ряд циклов осадкообразования второго порядка".

В общем разрезе айской, башкирской и зилимской формаций А.И.Олли насчитывал 11 циклов. Нижние части циклов в этой последовательности представлены как правило грубо- или среднеобломочными силикокластическими образованиями; в редких случаях - филлитами (т.н. половинкинский цикл, начинающийся тонкозернистыми силикокластическими образованиями половинкинской подсвиты саткинской свиты). Верхние части циклов включают карбонатные породы различного состава, что в совокупности позволяет рассматривать их как отражение "нормальных циклов седиментации". Как отмечено автором, "... во всех трех рассмотренных формациях замечаются вполне одинаковые и совершенно закономерные изменения от более древних циклов седиментации к более молодым. Эти изменения идут в трех главных направлениях. Во-первых, мощность осадков внутри каждой формации закономерно и значительно убывает от более древних циклов седиментации к более молодым. Во-вторых, средняя крупность обломочного материала в верхних толщах седиментационных циклов также закономерно и значительно уменьшается от нижних к верхним. Мощность терригенных толщ также уменьшается в том же направлении. В-третьих, относительная роль

¹⁷ А.И.Олли выделил в доайской части разреза древних свит ямангаускую формацию, объединяющую отложения ямангауской свиты (то, что в современных стратиграфических схемах относится к большеинзерской, суранской и юшинской свитам), айскую (айская, саткинская и чышкайская свиты), башкирскую (зиальгинская, зигазно-комаровская и верхнесаянская свиты) и зилимскую (зильмердакская, кагавская, инзерская и миньярская свиты) формации.

карбонатных осадков закономерно и отчетливо увеличивается от более древних циклов к более молодым". Основной причиной таких изменений виделось А.И.Олли поднятие области питания сопровождавшееся опусканием области осадконакопления.

Циклический анализ должен был быть положен, по мнению А.И.Олли, в основу стратиграфического расчленения всего разреза Горной Башкирии. Этого, однако, не произошло и до настоящего времени в типовом разрезе рифея мы видим все те свиты и подсвиты, что были выделены здесь основоположниками еще в довоенные годы. Вместе с тем, сама идея цикличности, при всей ее плодотворности, оказалась в значительной степени формализована и трансформирована и в последующие годы "закономерная смена грубообломочных терригенных пород тонкообломочными и карбонатными" была положена в обоснование многих достаточно, далеких, на наш взгляд, от реальности идей. Это особенно ярко проявилось в представлениях о сходстве, подобии или даже тождестве условий формирования отложений всех трех стратонов эталонного разреза рифея, произвольной группировке терригенных и карбонатных пачек в составе тех или иных свит в трансгрессивные или регрессивные циклы или расчленения отдельных серий на подсерии и т.д.

Так, например, в публикациях В И Козлова [1986, 1988, 1993, Геология и перспективы, 1988, и др.] можно неоднократно встретить тезис о том, что основу расчленения эталонного разреза рифея на фазиты, протосистемы или зрателы "составляют крупные осадочные мезаритмы, выделяемые в ранге серий. Серии состоят из нескольких свит, которые соответствуют отдельным стадиям внутри этих крупных осадочных циклов. Серии начинаются разнотерригенными песчаниками, а заканчиваются глинистыми или карбонатными породами" [Козлов, 1986, стр. 7, 15]. Если внимательно читать в эти и приведенные далее фрагменты, то можно увидеть удивительно эклектичное переплетение представлений о цикличности предшественников, в первую очередь А И Олли, О И Горяиновой и Э А Фальковой, М И Гарсия и указанного автора, т.к. при использовании для расчленения разреза Башкирского поднятия циклического анализа А И Олли [1948, стр. 137-138] вообще считал возможным отказаться от использования "свит", заменив их такими понятиями как циклы и толщи. Именно "циклы" А И Олли, но никоим образом ни существующие в настоящее время в стратиграфических схемах свиты, которыми оперирует В И Козлов, более всего "соответствуют отдельным стадиям внутри этих крупных циклов".

Совершенно очевидно, что вне всей системы построений А И Олли выделение циклов, основанное просто на той или иной группировке терригенных или карбонатных толщ сводится просто к "игре в кубики". Это хорошо видно на примере авзянской свиты, завершающей разрез юрматинской серии. Так, в построениях А И Олли, слагающие авзянскую свиту (в составе которой вплоть до середины 80-х гг., выделялись пять толщ или подсвит) отложения были отнесены к серегинскому (зигазинно-комаровская свита + катакинская подсвита авзянской свиты), малоинзерскому (малоинзерская подсвита + ушаковская подсвита) и реветскому (куткурская и реветская подсвиты) циклам. Такая группи-

связка терригенных и карбонатных толщ авзянской свиты прекрасно соответствует общей схеме цикличности типового разреза рифея - от терригенных в разрезе в нижней части цикла к карбонатным в верхней. В середине 70-х В.И. Козловым выше доломитов реветской подсвиты в составе авзянской свиты была описана терригенно-карбонатная толща, получившая наименование тольменской. Если рассматривать ее в модели А И Олли, то это отложение следующего после реветского цикла, его базальная часть. Однако, так как данные о продолжении существования в разрезе рифея крупной цикличности В И Козловым получены, он объединил шесть толщ внутри собственно авзянской свиты попарно в три подсвиты и, исходя из того, что в нижней части каждой подсвиты оказались карбонатные отложения (катавская, ушаковская и реветская подсвиты) пришел к заключению о регрессивном строении верхней части каратауской серии. В принципе, можно, вероятно, было бы при желании сконструировать в составе авзянской свиты и две подсвиты, однако по каким-то, пока нам неизвестным, причинам этого автором сделано не было¹⁸.

Такой же, совершенно искусственный подход, был использован В И Козловым [Козлов, 1988, стр 5] и при обосновании возможности выделения внутри каратауской серии верхнего рифея трех подсерий, что в дальнейшем получило закрепление в Общей шкале верхнего докембрия. В качестве основных аргументов этого, указанному автору виделись "Полученные нами в последние годы материалы по составу, структурно-текстурным особенностям¹⁹, характеру слоистости, наличию глауконита и фитоцитов показывают, что отложения кудаши завершают единый мегацикл, начавшийся с отложения грубообломочных осадков зильмердакской свиты. По характеру направленности изменений ритмичности в этом мегацикле уверенно выделяются три мезоцикла, каждый из которых начинается с отложения песчано-алевритоглинистых осадков, и завершается карбонатными. Нижний мезоцикл включает отложения зильмердакской и катавской свит, средний - инзерской и миньярской, а верхний - укскую свиту в объеме нижней (терригенной) и верхней (карбонатной) подсвит

На основании изучения особенностей состава и строения отложений всех трех мезоциклов, их палеонтологической и радиометрической характеристики в каратауской серии мы предлагаем выделить три подсерию нижнекаратаускую ..., среднекаратаускую и верхнекаратаускую". Поразительно, однако, что в приведенной в этой же публикации общей стратиграфической шкале верхнего докембрия Южного Урала, как и в другой работе [Геология и перспективные... 1988], в составе верхнекаратауской подсери мы видим не только укскую свиту, которая, напомним, только одна (! - А М и др), отвечает верхнему мезоциклу [Козлов, 1988, стр 5, 1993, стр 5], но и криволукскую свиту Увы,

¹⁸ Позднее П Н Ларионов [1994] пришел к выводу, что авзянская свита вообще представляет собой единый трансгрессивный цикл осадконакопления (см далее)

¹⁹ Интересно, кроме всего прочего, каким образом текстурно-структурные особенности, характер слоистости и, например, наличие глауконита "показывают, что отложения кудаши завершают единый мегацикл". Если в породах липовской подсвиты айской свиты нижнего рифея и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея есть однонаправленная косая слоистость крупного масштаба, а в отложениях укской свиты ее нет, то может быть материалы по структурно-текстурным особенностям" более свидетельствуют в пользу объяснения липовских и бирьянских аркозов, а не глауконито-кварцевых песчаников укской свиты с ними? Впрочем, на этот вопрос ответа не получить, по всей видимости, никогда

провозглашенный главенствующим при ведении подсерий принцип цикличности здесь уже отсутствует (очевидно, он пригоден только для западного крыла Башкирского мегантиклинория, но полностью не работает на восточном). Естественно, что подобный подход оказался отвергнут на IV Уральском стратегическом совещании, где в составе каратауской серии верхнего рифея была оставлена только укская свита, а криволукская свиты отнесена к венду.

Если же попытаться уйти от чисто механического подхода к рассмотрению цикличности в отложениях типового разреза рифея, т.е. попыток видеть за каждой сменой терригенных толщ карбонатными определенным циклом определенного порядка, то мы должны использовать какую-то иную базу. Такой базой может служить, на взгляд одного из авторов настоящего обзора, анализ пространственно-временных соотношений в разрезах серий крупных литолого-фашиальных комплексов (см. специальный раздел данной работы). Изучение "архитектуры", т.е. особенностей распределения крупных осадочных комплексов в разрезах бурзянской, юрматинской и каратауской серий показывает, что формирование отложений каждой из указанных серий происходило, по всей видимости, в бассейнах седиментации разных типов, эволюция которых во времени заметно различалась. Это, в свою очередь, позволяет отказаться от долгое время бытовавших представлений о подобии условий формирования всех трех осадочных серий рифея, определявшихся последовательностью однотипных событий.

Все сказанное показывает, что применение т.н. "принципа цикличности", в том виде как это делалось до настоящего времени, не ведет к получению принципиально новой информации и не может, следовательно, способствовать дальнейшему развитию наших представлений в данной области.

Г.А.Смирнов [1956], характеризуя отложения айской свиты в северной части Тараташской структуры, указывает на наличие здесь в песчаниках липовской толщи маломощных косых серий, ограниченных резкими контактами с подстилающими и перекрывающими их горизонтальнослоистыми интервалами, что по его мнению, "... позволяет относить их к типу, характерному для временных потоков" (стр. 47). Были подтверждены представления М.И.Гараня о налегании конгломератов и песчаников навышской толщи айской свиты на различные толщи гнейсов тараташского комплекса и сделан вывод, что "В составе обломочного материала базальных слоев айской свиты отмечены почти все породы, слагающие тараташскую свиту (гнейсы, кварциты, железистые кварциты и грашиты)".

Попытка реконструировать доордовикскую историю тектонического развития Южного Урала была предпринята А.И.Олли и В.А.Романовым [1960] на основе анализа серии палеотектонических карт, составленных для предзигальгинского, предзильмердакского и предордовикского "времени". Сейчас эти карты и выводы, следующие из их рассмотрения, имеют в основном исторический интерес, т.к. к нижнему рифею авторами были отнесены зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты, датируемые в настоящее время средним рифеем, а верхнерифейская последовательность объединяла зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую свиты и ашин-

ю серию, однако для ряда уровней типового разреза приведенные авторами материалы все еще достаточно хорошо отражают наблюдаемые соотношения. По данным А.И.Олли и В.А.Романова, к началу позднего рифея структурный план рассматриваемой территории претерпел значительную перестройку. На месте единой ранее депрессии предположительно сформировались обособленные прогибы - западный и восточный. На севере территории предположительно существование широтноориентированной области с замедленным накоплением осадков.

Примерно таких же взглядов на генезис и палеогеографию рифейских отложений западного склона Южного Урала В.А.Романов [1970, 1973 и др.] придерживался и позднее.

Мелкомасштабные палеогеографические реконструкции, выполненные в начале 60-х гг. в рамках составления Атласа литолого-палеогеографических карт для территории СССР [Атлас..., 1968; Келлер и др., 1968] позволили высказать предположение о том, что общий палеогеографический план рифея на востоке Русской платформы определялся существованием денудационных и аккумулятивных равнин и плато. На картах Атласа для раннего, среднего и позднего рифея, примерно в районе современной осевой зоны Урала показаны острова, разделявшие Приуральское море (область терригенно-карбонатного осадконакопления) и т.н. Тургайский пролив, где формировались терригенно-вулканогенные образования. По представлениям Б.М.Келлера и др. [1968], в раннем рифее значительная часть Русской платформы представляла собой обширные денудационные равнины, сочленявшиеся на востоке с неглубоко сим морским бассейном. Терригенные последовательности бурзянской серии Башкирского мегантиклинория формировались за счет материала поступавшего с платформы. В среднем рифее имела место обширная трансгрессия и заложение впадин, структурный план которых был тесно связан с расположенными западнее авлакогенами. В позднем рифее, после значительной структурной перестройки, на территории современного Башкирского мегантиклинория, Тимане, Полюдовом Кряже и других районах западного склона Урала сформировался обширный морской бассейн, в котором накапливались *“аллохтонные обломочные формации”*²⁰. Восточной границей морского бассейна позднего рифея выступала *“... узкая кордильера, разделявшая области терригенно-карбонатного и терригенно-вулканогенного осадконакопления”*. Для всего рифея авторами предполагалось господство теплого или жаркого климата (наличие каолиновых кор выветривания, красноцветов, присутствии в ряде разрезов эоловых образований - главные тому аргументы).

З.М.Старостина [1962], изучавшая условия формирования сидеритовых залежей в Башкирском мегантиклинории, выделила в разрезах рифея ряд формаций: вулканогенно-терригенную, терригенно-кварцитовую, терригенно-карбонатную магнезито-сидеритоносную и терригенно-карбонатную пестроцветную. Возникновение вулканогенно-терригенной формации, к ко-

²⁰ В разрезе рифея Башкирского мегантиклинория к формациям этого типа Б.М.Келлером были отнесены зил-альгинская и зильмердакская свиты. Появление их связывалось с эпохами блоковых подвижек на Русской платформе и усиленной эрозией ее фундамента.

торой принадлежат образования нижней половины айской свиты и машакской свиты, связано, по автору, с тектоническими движениями карельской фазы, "... вызвавшими поднятия в области Приуралья, а во время отложения юрматинской серии - с интенсивными тектоническими движениями конца бакальской эпохи . . . в результате которых возникли Бакало-Тараташское и Ямантауское поднятия". Терригенная кварцитовая формация (зигагинская и зильмердакская свиты и средняя часть айской свиты) представлена отложениями имевшими местами полуконтинентальный генезис. Образование отложений рассматриваемой формации было связано с периодами интенсивного размыва складчатых сооружений. Постоянный состав осадков предполагает и однообразие условий их отложения в бассейне. Терригенно-карбонатная магнезито-сидеритоносная формация объединяет, по представлениям З.М.Старостиной, отложения верхов айской, саткинской и бакальской свит (а также коррелируемые с ними образования большеинзерской, суранской и юшинской свит центральной части мегантиклинория), зигазино-комаровской и авзянской свит, а также образования инзерской и миньярской свит. Формирование рассматриваемых отложений происходило на трансгрессивных этапах развития рифейского бассейна осадконакопления. Для раннего рифея в северной части Башкирского мегантиклинория автором реконструирована краевая зона области распространения карбонатных отложений, к которой приурочены пластовые залежи магнезиально-железистых карбонатных руд. Почти повсеместная встречаемость рудных прослоев в пределах мегантиклинория на авзянском уровне предполагает единые геохимические обстановки седиментации на всей территории бассейна и, следовательно, "... о едином тектоническом режиме в течение всего времени образования осадков зигазино-комаровской и авзянской свит". Для верхнего рифея также отмечена приуроченность залежей сидеритовых руд к краевой зоне распространения карбонатных пород, тогда как с областью накопления собственно карбонатных осадков связаны магнезиты. Ссылаясь на представления Н.М.Страхова, З.М.Старостина писала, что в эпохи накопления отложений сидеритоносной формации на территории Башкирского мегантиклинория предположительно существовали морские обстановки со значительной изрезанностью береговой линии, многочисленными отмелями, островами и впадинами, причем последние могли являться идеальными рудообразующими ландшафтами.

В фациальном ряду отложений максимально обогащенными железом образованиями являлись те, что были приурочены к карбонатным осадкам и зонам перехода их в терригенные отложения. В качестве основного источника железа автором рассматривались железосодержащие породы фундамента восточной окраины платформы или ...(!? - А.М. и др.) ... поднятия внутренних частей геосинклинали.

В большинстве рукописных и опубликованных работ ряда последующих лет айское "время" рассматривалось как эпоха преимущественно пресноводного континентального осадконакопления в озерно-болотных, аллювиальных, пролювиальных и т.п. обстановках. Карбонатные породы саткин

ного уровня относились к отложениям мелководных бассейнов с нормальной или повышенной соленостью; примерно также оценивались обстановки накопления осадков бакальской свиты. Отложения машакской свиты считались прибрежно-дельтовыми или мелководно-морскими (Феоктистов и др., 1977 г.; неопубликованный отчет ВСЕГЕИ) и, соответственно, соленость палеобассейна машакского "времени" предположительно была несколько ниже, чем в норме должна была быть свойственно морскому бассейну (естественно, что все такие оценки имели только качественный характер - на уровне "больше-меньше"). Бассейн зигальгинского "времени" имел, по-видимому, соленость близкую к нормальной или несколько меньше ее (Беккер и др., 1971 г., неопубликованный отчет ВСЕГЕИ; Феоктистов и др., 1977 г.). Примерно также оценивалась палеосоленость *изгазино-комаровского бассейна*".

Л.В.Зуев [1967], проводивший в районе Бакальских месторождений геолого-съёмочные работы, привел краткую характеристику слоистости, типичной для отложений изгазино-комаровской свиты. По его данным, основными типами слоистости для данного уровня является пологолинзовидная, пологоволнистая, волнистая и, иногда косоволнистая. По мнению автора, *"Очевидно, в изгазино-комаровское время в бассейне осадконакопления создавались условия мелководья, благоприятные для осаждения соединений двухвалентного железа"*, однако, весьма типичные для отложений нижних уровней изгазино-комаровской свиты трещины усыхания на нижних горизонтах напластования пластов песчаников и алевролитов, чередующихся с низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, Л.В.Зуевым отмечены не были.

По данным Ф.П.Феоктистова и др. (1977 г.), литологические особенности отложений верхней части авзянской свиты свидетельствуют об опресненных мелководных заливно-лагунных обстановках осадконакопления, тогда как по мнению Н.С.Крылова, реветская "эпоха" может рассматриваться как время преобладания на данной территории нормально-морских отложений. Начало позднего рифея считалось временем формирования прибрежно-морских и дельтовых осадков в различной степени опресненных обстановках. В последующем, почти на всем протяжении позднего рифея накопление терригенных и карбонатных отложений имело место преимущественно в мелководном морском бассейне с нормальной (?) соленостью.

По данным В.П.Феоктистова и др. (1977 г.), развитие всех трех рифейских циклов происходило однотипно: 1) на начальных этапах интенсивное воздымание области размыта, претерпевшей длительное химическое выветривание, и интенсивный снос кластики; 2) замедление воздымания в областях сноса, поступление в бассейн наряду с тонкозернистым терригенным материалом все большего количества растворенных компонентов и 3) почти полное прекращение тектонических движений, пенеппенизация суши. На этом фоне от цикла к циклу имела место определенная эволюция типов бассейнов седиментации. Раннерифейский бассейн, по данным В.П.Феоктистова и др., имел относительно глубоководный характер, среднерифейский отличался преобладанием мелководных, а позднерифейский - мелководных

и субаэральных обстановок. Для раннего рифея авторами предполагался преимущественно гумидный, среднего - гумидный с признаками аридизации (в авзянское "время" - семиаридный), позднего - аридный климаты

А.П.Сигов и В.С.Шуб [Сигов, Шуб, 1975; Шуб, 1983; и др.] (Шуб и др., 1970 г., неопубликованный отчет ПГО "Уралгеология") рассматривали отложения нижних частей айской (липовская подсвита), зигальгинской (т.н. "сланцы перемеыва") и зильмердакской (толщина уровни бирьянской подсвиты с глинистыми "окатышами", сложенными монтмориллонитом и глиномусковитом) свит как результат размыва и переслоения существовавших в областях сноса кор выветривания. Исходя из аналогии с мезозойскими "молассами" в грабенах Зауралья, указанные авторы считали, что в самом начале айского "времени" имело место образование ряда грабенов, затем пепленизация и формирование кор выветривания в условиях теплого, влажного климата. Присутствие в разрезах вышележащего (чудинского) уровня полимиктовых конгломератов указывает, по их данным, на похолодание климата. Основными аргументами в пользу гипотезы о корях выветривания у авторов являлись: 1) красноцветная окраска пород, как следствие интенсивного выноса железа из коры выветривания в условиях тропического перемешно-влажного климата, 2) присутствие в песчаниках липовской подсвиты только весьма устойчивых к выветриванию акцессорных минералов; 3) высокие значения "палеогеографических коэффициентов"; 4) наличие карстовых воронок с брекчиями обрушения.

По мнению Ю.Д.Смирнова и др. [Геология и палеогеография..., 1977], накопление осадков зигальгинского "времени" происходило на широких континентальных равнинах и в мелководном бассейне. По сравнению с началом раннего рифея в это время предполагается значительное сокращение морской акватории. Отложения верхнерифейской зильмердакской свиты формировались в континентальных и прибрежно-морских условиях при быстром сносе и захоронении класгики.

Согласно данным В.А.Филиппова [1972, 1983а, 1983б], в строении ряда герцинино-карбонатных толщ эталона рифея (катавская подсвита, катавская свита и др.) можно видеть признаки как регрессивного, так и трансгрессивного развития. Отложения зигальгинской свиты и серегинской подсвиты зигалино-комаровской свиты среднего рифея, характеризующиеся мономинеральным кварцевым составом и присутствием тонкодисперсного углеродистого материала, рассматривались автором как образования гумидных (кислая среда и г.д.) паралических обстановок седиментации. Для куткурского и реветского уровней авзянской свиты [Филиппов, 1983а], напротив, предполагался аридный климат. В позднем рифее условия осадконакопления менялись, по мнению указанного автора, от континентальных до лагунных и прибрежно-морских. В бедерышинское "время" на месте современного Инзерского синклинория существовала котловина с локальными участками эвапоритового (?) соленакопления (доказательством этого, по мнению автора, являются псевдоморфозы по галлиту). В начале катавского "времени" имела место ингрессия мелкого моря. С этим периодом связано накопление пестроцвет-

ных (преимущественно красноцветных) известковых илов, сменявшихся при интраземии трансгрессии сероцветными карбонатными, в т.ч. фитогенными, осадками.

В неопубликованном отчете Ю.Р.Беккера и др. (1971 г.) 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, накопившиеся при влажном гумидном климате при ведущей роли химического выветривания в областях сноса. В катавское “*время*” бассейн седиментации являлся исключительно мелководным и характеризовался переменной соленостью и спокойным гидродинамическим режимом [Крылов, 1979]. Накопление отложений подинзерского уровня каратавия происходило в сравнительно мелководных обстановках в условиях некоторых флуктуаций солености. В миньярское “*время*” в бассейне вновь преобладали мелководные обстановки и формирование отложений происходило при переменной солености

П.Н.Швецовым [1979] также было высказано предположение, что большие горизонты каратауской серии представляют собой результат переотложения продуктов зрелой коры выветривания. Свидетельством этого являются, по его мнению, наличие в основании разрезов бирьянской подсвиты миньярдакской свиты тонкозернистых силикокластических отложений, среди которых вверх по разрезу постепенно увеличивается количество прослоев алевролитов и песчаников, увеличение в том же направлении количества свежых полевых шпатов и минералов тяжелой фракции (вплоть до образования тонких “*рудных прослоев*”) в обломочных породах, красная окраска последних²¹. Наличие переотложенной коры выветривания в основании каратауской серии свидетельствует, по представлениям автора, о длительном перерыве на границе среднего и позднего рифея и существовании в рассматриваемую эпоху благоприятных для корообразования тектонических, климатических и палеогеографических обстановок.

Более поздняя работа П.Н.Швецова [1982] о ритмической слоистости в отложениях нижнего рифея западного склона Башкирского Урала, является одной из немногих публикаций, которая посвящена данной проблеме. По

²¹ Из приведенного в 1979 г. авторского описания разрезов нельзя уверенно сделать вывод о том действительно ли рассматриваемые образования принадлежат бирьянской подсвите миньярдакской свиты или же это отложения нольменского уровня авзянской свиты среднего рифея. В своей более поздней работе П.Н.Швецов [1985] указал, что нольменская толща “... когда рассматриваться ранее в составе аркозовых толщ лишь в последнее время наметилась тенденция самостоятельного источникования границ и объемов стратиграфических подразделений...”. Здесь, однако, возникает вопрос о том насколько правильна в каждом конкретном случае трактовка стратиграфической принадлежности грубообломочных аркозовых толщ и разделяющих их наеч алевролитов и алевролитовых глинистых сланцев, т.к. известно, что в наиболее полных разрезах бирьянской подсвиты имеет место двукратное их чередование

мнению автора, ритмическая слоистость является "... наиболее чувствительным индикатором тектонических условий осадконакопления и одним из основных элементов формационного анализа". Для большеинзерской свиты им описаны различные типы ритмической слоистости - от простого чередования песчаников и сланцев (+алевролитов) (преобладает) до градационной и двух или трехчленных ритмов, в которых наблюдаются песчаники и алевролиты с косой, пологой слабосрезанной волнистой и/или горизонтальной слоистостью. В отложениях суранской свиты (для ее терригенных толщ) П.Н.Швецовым указана простая ритмическая слоистость (глинистые сланцы-алевролиты-песчаники), а также направленная (алевролиты@глинистые сланцы с тонкими прослойками алевролитов или тонкое переслаивание известняков с терригенной примесью с низкоуглеродистыми глинистыми сланцами@неслоистые известняки). В отложениях нижней толщи ангастакской подсвиты выделена микроритмичность, выраженная чередованием алевролитов, глинистых сланцев и доломитов. Рассматривая положение юшинской свиты в разрезе нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, П.Н.Швецов указал, что она "... нарушает общий характер ритмичности осадочных серий рифея ...", т.к. в отличие от завершающих членов юрматинской и каратауской серий, представлена не карбонатными или преимущественно карбонатными образованиями, а исключительно терригенными породами. В разрезах юшинской свиты описаны простая ритмическая ленточная слоистость и направленные прерывистые ритмы (с количеством индивидуальных литотипов от двух до четырех).

Отложения большеинзерской и суранской свит были отнесены П.Н.Швецовым по ряду признаков к образованиям аспидной формации; накопление их произошло в условиях широкого нерасчлененного прогиба. Юшинская свита рассматривалась как близкая по литологическим особенностям пород к флишевым ассоциациям. В целом, нижнерифейские отложения Башкирского мегантиклинория объединяют, по мнению автора рассматриваемой работы, образования двух циклов седиментации (нижний - большеинзерская свита+миньякская подсвита суранской свиты, верхний - бердагуловская и другие, сменяющие ее вверх по разрезу, образования суранской свиты). По представлениям П.Н.Швецова "... в разрезе нижнего рифея выделяются начальные члены последовательного ряда, характерные для геосинклинальных формаций - аспидная и флишевая. Выше по разрезу рифея проявляются черты как геосинклинальных, так и платформенных терригенно-обломочных формаций, соотношение которых пока изучено недостаточно".

Анализируя условия формирования магнетитов и сидеритов Сагкинского и Бакальского месторождений, О.Г.Лазур и др. [1981] отметили узкую стратиграфическую и формационную приуроченность магнетитов. По мнению указанных авторов, "Уже это, само по себе, определяет большую вероятность седиментационной природы магнетитов ...". Наличие залежей и проявлений магнетитов в коррелируемых с сагкинской свитой отложениях суранской и кызылташской свит центральной части Башкирского мегантик-

инория, свидетельствует, по мнению О.Г.Лазура и др., "... о значительной (на сотни километров) распространенности по простиранию магнетит-доломитовых отложений в эвапоритовых заливах бурзянского морского бассейна, располагавшихся на склоне приподнятого древнего Урала"²². Приведенные авторами данные о положении залежей в общем литолого-стратиграфическом разрезе бурзянской серии и наблюдения за характером текстурно-структурных особенностей отложений саткинской свиты, позволили им утверждать, что "Приведенные данные свидетельствуют о седиментационной природе основной массы доломитового, магнетит-доломитового и магнетитового материала пород саткинской свиты, характеризующихся разнообразием фациальных условий осаждения и соосаждения доломита и магнетита в полуотшнурованной несколько осолонявшейся морской лагуне с выпадения в осадок флюорита (здесь ссылка на работу А.В.Казакова и В.И.Соколова 1950 г. - А.М. и др.) и гипса".

Накопление магнезиально-сидеритовых отложений бакальской свиты происходило, по мнению О.Г.Лазура и др., в условиях жаркого и умеренно влажного климата. "Залежи железа Бакальского месторождения можно рассматривать либо как переотложенные продукты железных шпал древних кор выветривания пород обрамляющей суши, с которой в осолоненный лимб поступал обломочный материал преимущественно с юго-востока, либо как продукты осаждения железа, выносимого при высачивании грунтовыми, шовными и прочими водами"

Ю.Р.Беккер [Карта докембрийских..., 1983] указал на своеобразие пестроцветных ленточных известняков катавской свиты и, предлагая выделить их как особую флоридовую формацию, считал, что временами накопление этих образований происходило в условиях приближавшихся к аридным (трещины усыхания, глинтморфозы на кристаллах галита и др.)²³. Терригенные последовательности зильмердакской свиты, представляющие, по данным Ю.Р.Беккера, древние дельтовые отложения, также формировались в условиях сходных с аридными.

В конце 70-х-начале 80-х годов в работах С.П.Иванова, а затем В.П.Парначева, М.Л.Клюжиной, Ф.А.Курбацкой, А.И.Русина, А.А.Краснобасва, А.А.Алексеева, А.А.Макушина и ряда других исследователей происходит переоценка тектонических режимов формирования рифейских комплексов Урала и, как следствие, палеогеографических обстановок накопления осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций эталонного разреза.

Ревизия данных по метаморфизму, магматизму, характеру складчатости и осадочным формациям позволила С.П.Иванову высказать предположение о том, что формирование верхнедокембрийских вулканогенно-осадочных образований происходило в континентальных структурах рифтогенного типа. Строение каждой осадочной серии (разрядка наша - А.М. и др.) стратиграфического разреза отражает, в такой интерпретации, последовательный

²² Уже один этот тезис о приподнятом Урале, не имеющий никакого обоснования, заставляет серьезно усомниться во всех последующих построениях авторов. Подобных представлений придерживался позднее и В.П.Парначев [1988]

ряд событий - от подъема земной коры над зонами внедрения магматического диапира, зарождения в сводовой части этого поднятия структур типа грабен и рифтов и заполнения их грубообломочными молассоидами и вулканами, до появления над ними широких опусканий и формирования озерно-добных и морских бассейнов [Иванов, 1980; Иванов и др., 1982, 1988]. В рамках этих представлений были предложены существенно иные трактовки и интерпретации условий накопления осадочных ассоциаций типового разреза рифея; их краткий разбор приведен в следующем разделе настоящего обзора и ниже.

По мнению С.Н.Иванова и др. [Формирование земной..., 1986, стр 194], *“Палеогеографические реконструкции не обнаруживают в Башкирском антиклинории крупных постепенно и длительно формирующихся зон поднятий и межгорных прогибов, а указывают на весьма динамичную картину непостоянных относительно узких, но контрастных форм рельефа. Об этом говорят прослои грубых (иногда валунистых) конгломератов, многократная смена в течение позднего протерозоя направлений и источников обильного эластического материала на весьма ограниченной площади Башкирского и Урало-Уральского поднятий Южного Урала (здесь дается ссылка на публикацию В.А.Романова [1973] - А.М. и др.). На грабенный тип рельефа убедительно указывают большие мощности (до 2-3 км) преимущественно обломочных пород в узких депрессиях (15-20 км при длине 100-200 км) при исключительно медленном, в десятки раз ниже геосинклинального, накоплении осадков в целом по всему району Башкирского антиклинория”*.

Наши современные данные позволяют согласиться с тезисом авторов об отсутствии на рассматриваемой территории *“... зон поднятий и прогибов”*, однако свидетельствуют против предположений о существовании здесь в рифее *“... непостоянных узких, но контрастных форм рельефа”*, также как и о многократной смене положения источников сноса. Более того, данные сейсмопрофилирования, как проведенного в начале 80-х гг. трестом “Башнефтегеофизика”, так и результаты работ по профилю “УРСЕЙС-95”, указывают на непосредственное продолжение осадочных последовательностей типа рифея на запад и слиянии их с теми довенскими и венскими осадочными комплексами, что развиты в Волго-Уральской области. Это предполагает, что формирование таких осадочных последовательностей, как, например, айская и прикамская, калгасинская и саткинская свиты нижнего рифея и др. происходило в едином протяженном, достаточном по ширине и, предположительно, близком к изометричному, бассейне осадконакопления, охватывавшем значительные районы современной Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала (от Перми на севере и почти до Оренбурга на юге; от меридиана Златоуста на востоке примерно до Самары на западе). Именно эти данные не позволяют рассматривать существовавшие в рифее на территории современной Башкирской поднятия седиментационные бассейны как *“узкие депрессии”* с шириной не более 15-20 км. Именно это, как и ряд особенностей строения собственно осадочных последовательностей типа *“грабенного типа”* (айская и машакская свиты), не позволяет сопоставлять

их с внутриконтинентальными рифтами типа Красноморского, Байкальского и или рифтов Восточной Африки (ширина которых действительно не превосходит первых десятков километров).

А.Ф.Ротару (1983 г.) в своей диссертационной работе отметил следующие особенности отложений машакской свиты. По его представлениям, *Газрез свиты начинается грубообломочными континентальными отложениями и заканчивается морскими пелитовыми образованиями ... Эффузивные породы прослеживаются по большим расстояниям. ... Примечательны структурное положение ... свиты. Она развита локально и заполняет отдельные грабены, которые кулисообразно расположены по отношению друг к другу. По ряду петрохимических и геохимических параметров вулканиты машакской свиты обнаруживают определенное сходство с подобными комплексами рифтовых зон*” (стр. 196-197).

Интересно специально остановиться на рассмотрении критериев, предложенных автором в обоснование представлений о былом существовании на данной территории структур типа грабенов и рифтов. Как пишет А.Ф.Ротару (1983 г., стр. 24), *“Формирование машакской рифтовой зоны ознаменовано образованием ряда глубоких субмеридиональных грабенов ... Следы существования таких структур отчетливо фиксируются в пределах Башкирского Урала, где в составе машакской рифтовой зоны выделяются несколько грабенов, расположенных кулисообразно друг к другу Шатакский, Чмантауский, Узянский, Кухтурский и Ишлинский. Наиболее полное развитие имеют Ямантауский и Шатакский грабены .. Ширина отдельных грабенов достигает 15 км, длина их до 55 км, максимальная амплитуда опускания депрессий от 500 до 3500 м. Краевые разломы грабенов представляют нормальные сбросы. Характерной особенностью строения рифтовой зоны является сегментирование грабенов поперечными разломами. Отдельные сегменты грабенов смещены относительно друг друга на расстояние до 5 км. Характерным для грабенов является наличие хорошо выдержанных по протяжению на расстоянии до 50 км толщ эффузивных пород. По своим геоструктурным признакам машакская рифтовая зона во многом напоминает эпиплатформные рифтовые зоны мезозоя и кайнозоя (далее следует ссылка на публикации Г.Е.Милановского - А.М. и др.)”*.

Однако, сказанное не представляет собой системы неопровержимых указательств, ибо все это - характеристика современных геологических соотношений (! - А.М. и др.). Реально здесь только одно - существование кулисообразно смещенных структур. Сохранение нормальных разломов за более чем 1,3 млрд лет последующей весьма сложной (!) геологической истории требует специального обоснования структурными исследованиями, которого, однако, в работе А.Ф.Ротару, как и в работах других исследователей, в настоящее время нет. Размеры “грабенов” также определяются современными геологическими соотношениями, а именно - скорее всего уровнем эрозивного среза. Еще более поразительно существование сегментации “Машакской рифтовой зоны” на отдельные зоны, в которых нет главных

структурной особенности, типичной для таких зон, - отчетливой полярности в распределении мощностей и гранулометрических типов осадков (см. специальный раздел настоящего обзора о т.н. "рифтогенных седиментационных бассейнах" рифея). К высказанным замечаниям можно добавить, что "... выдержанность по простиранию ... толщи эффузивных пород" также свидетельствует, на наш взгляд, против предположений о формировании всего рассматриваемого комплекса в обстановках контрастной внутририфтовой седиментации.

Выводы А.Ф.Ротару об условиях формирования всего комплекса вулканогенных и терригенных отложений свиты полностью соответствовали представлениям С.Н.Иванова и др. "... комплекс пород машакской свиты вероятно отмечает заложение и развитие машакской рифтогенной структуры и поэтому образования машакской свиты следует отнести к рифтогенной вулканогенно-терригенной формации, возникновение которой в основании юрматинской серии сопряжено с тектоническими движениями рифтогенного характера, вследствие чего вся зона теперешнего западного склона Урала была разбита на ряд тектонических блоков с образованием пологого сводового поднятия. В восточной части этого поднятия в результате растяжения земной коры образовались грабены-рифты ...".

По данным А.Ф.Ротару, область сноса на всем протяжении времени накопления осадочных комплексов машакской свиты имела постоянный состав. На это указывает сходство состава галек конгломератов из всех пяти, известных в разрезах свиты, их горизонтов. Присутствие галек основных пород в составе конгломератов из верхних уровней свиты было интерпретировано автором как указание на многочисленные внутрiformационные размывы. Однако, этому противоречит ряд данных. Во-первых, ни на одном из приведенных автором детальных разрезов (составленных, как по данным изучения обнажений, так и по профилям скважин) и стратиграфических колонок²⁴ для отдельных подсистем машакской свиты не показаны какие-либо несогласные соотношения пластов и пачек осадочных и/или вулканогенных пород; напротив, на всех разрезах выходящие на поверхность пласты песчанников, алевролитов или конгломератов, также как и пачки metabазальтов, трассируются на значительные расстояния по падению и подсекаются скважинами на глубинах более 200 или 300 метров. Логично предположить, таким образом, что геологическими методами внутрiformационные размывы не фиксируются. Во-вторых, ни в послонных описаниях разрезов, ни на сопровождающих их схемах нет данных о каких-либо признаках размывов в толщине любых по мощности (вплоть до 30-метровых пластов) пластов конгломератов, это касается как тех случаев, когда конгломераты залегают непосредственно на вулканитах, так и конгломератов перекрывающих осадочные образования. В-третьих, как пишет и сам А.Ф.Ротару (1983 г., стр. 21) для песчанников верхней части машакской свиты (как и перекрывающих их

²⁴ В значительной своей части эти материалы вошли позднее в монографию В.П.Наринцева, А.Ф. и З.М.Ротару "Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегаантиклинария (Южный Урал)", к которой мы и отсылаем заинтересованных читателей.

образованиях зигальгинской свиты) "... характерно присутствие двух типов кварца: более легкого с плотностью 2,636-2,640 г/см³ и более тяжелого с плотностью 2,640-2,644 г/см³. Это говорит о том, что при выветривании осадков зигальгинской свиты и частично верхов машакской свиты появился новый источник сноса более легкого кварца", следовательно, в данной ситуации, логичнее предположить привнос обломочного материала, в том числе и псефитового, из зон, располагавшихся не внутри области седиментации, а вне ее²⁵.

Изучение плотности обломочного кварца из фрагментов песчаников в проплахах конгломератов из базальных горизонтов машакской свиты и песчаников подстилающей ее юшинской свиты, выполненное А.Ф.Ротару совместно с Л.В.Анфимовым, позволило установить "совершенно однократно" значения данного параметра и, следовательно, указывает на "образование конгломератов машакской свиты за счет размыва песчаников юшинской свиты".

А.А.Макушиным [1985 и др.] область западного склона Южного Урала в рифее рассматривается как сочетание ряда крупных структурных элементов. В раннем рифее в пределах северной части Башкирского мегантиклинория, которая была отнесена им к шельфовой структурно-фациальной зоне, формировались рифтогенные трахибазальты машакской свиты и перекрывающие их терригенные и карбонатные (со строматолитами) отложения саткинской и бакальской свит. В южном и юго-восточном направлении данная шельфовая зона предположительно сменялась краевыми конседиментационными поднятиями (Южно-бакальское и Большеинзерское), тогда как в центральной части мегантиклинория А.А.Макушиным реконструированы несколько окраинно-континентальных структур. Это перикратонные прогиб, которому в современной структуре мегантиклинория соответствуют Алатауский антиклинорий и Инзерский синклинорий, система краевых конседиментационных поднятий и прогибов (всего более 6) и окраинно-континентальная рифтовая система, включающая в настоящее время образования Шатакской, Ямантауско-Иремельской и Кирябинской структурно-фациальных зон. В качестве границы между системой краевых поднятий и прогибов и окраинно-континентальным рифтом А.А.Макушиным указан Зюраткульский глубинный разлом. Как указывает А.А.Макушин, "главный ряд структурных элементов на территории Башкирского ме-

Генезис крупно- и среднеобломочных конгломератов машакской свиты до настоящего времени в достаточной мере не расшифрован. Интересно отметить, что по данным П.А.Каплина [Берега, 1991], весьма сходны с ними по облику т.н. "валунно-глыбовые отмостки" (приморья подобных "отмосток" известны в настоящее время на берегах Балтийского, Белого и ряда других морей) - грубообломочный материал у подножия клифа, из которого волны и прилив вымыли все более мелкие фракции формируются преимущественно при разрушении пород гн. V-I класса, т.е. несцементированных осадочных пород, состоящих из смеси мелких и крупных фрагментов (типа моренных суглинков, отложений конусов выноса и т.п.). Исходя из этого, можно в какой-то степени предположить, что возможным источником обломочного материала для линз и крупных пластов конгломератов, известных в разрезах машакской свиты могли являться ранее существовавшие образования типа фангломмератов

ганктинория весьма схож с окраинно-материковыми структурами рифеид Туруханского поднятия, Енисейского кряжа и ряда других регионов развития отложений рифея по периферии Сибирского кратона. Все магматические проявления в пределах меганктинория приурочены, по данным автора, к грабеновым зонам, расположенным восточнее Зюраткульского разлома, тогда как в пределах перикратонного прогиба они отсутствуют.

В.П.Парначев, А.Ф. и З.М.Ротару [Парначев и др., 1986] и П.Н.Швецов [Парначев, Швецов, 1987, 1991] рассмотрели общие особенности формирования осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций айского и мажакского уровней рифея. Эти комплексы, по их данным, представляют “заполнение” грабеновых структур, а разделяющие их осадочные образования являются отложениями мелководных эпиконтинентальных морских или озероподобных бассейнов. Текстурно-структурные особенности пород указывают на разнообразие обстановки накопления исходных осадков - от наземного аллювия до лагунных и мелководных бассейновых [Парначев, 1982а, 1982б, 1988 и др.].

Для базальных уровней бурзянской и юрматинской серий, по мнению указанных авторов, характерны сложнопостроенные ассоциации аллювиальных, пойменных и дельтовых фаций [Парначев, 1986, 1987; Парначев, Швецов, 1987]. Строматолитовые доломиты саткинской, бакальской и авзянской свит представляли, по мнению В.П.Парначева [1988], собой своеобразные органогенные постройки, напоминавшие барьерные рифы. Последние могли являться границами раздела между эвапоритовым бассейном на западе (современная территория Башкирского меганктинория) и располагавшимся восточнее океаном или малым океаническим бассейном Красноморского типа; следовательно, осадочные комплексы среднего рифея или какой-то его части должны являться отложениями пассивной окраины. На мелководные эвапоритовые обстановки (со сравнительно высокой и варьировавшейся во времени степенью осолонения) накопления осадков саткинской и бакальской свит, по представлениям В.П.Парначева [1986, 1987], указывают присутствие доломитов, магнезитов и сидеритов²⁶, а в разрезах суранской, зигазино-комаровской, авзянской и катавской свит - пестроцветных мергелей, доломитов и магнезитов. Кроме того, в качестве еще одного критерия существования эвапоритовых обстановок, В.П.Парначев привел присутствие в породах суранской и катавской свит псевдоморфоз по гипсу, а в отложениях зильмердакской свиты - и по галиту.

В рифее в современных контурах меганктинория В.П.Парначевым [1987] предполагалось существование множества мелких седиментационных бассейнов, которые находились на “... разных стадиях эвапоритового осадконакопления”; при этом участки разделявшей их суши могли выступать как поставщики местного обломочного матери-

²⁶ Магнезиты и сидериты имеют в разрезах указанных подразделений типа рифея эпигенетический характер [Анфимов и др., 1983, Крупенин, 1987, и др.] и, следовательно, не могут рассматриваться как индикаторы климата (см. далее)

ада'. Присутствие в типовом разрезе рифея многочисленных пачек и толщ инкоуглеродистых глинистых сланцев рассматривалось как свидетельство об их существовании обстановок сходных с обстановками застойных лагуны.

В работах начала 80-х гг. В.П.Парначев [1980 и др.] отмечал, что специфической особенностью терригенных пород айской и машакской свит является отсутствие "... заметного влияния эксгальационных процессов на осадконакопление ..." ²⁸. Однако, позже (не без влияния идеи Б.Р.Шпунта) он отступил от этого мнения. Анализируя содержания фтора и хлора в породах прототиписического разреза рифея, В.П.Парначев [1987], предположил, что повышенные, относительно кларковых, концентрации фтора в песчаниках, известняках, доломитах айской и большеинзерской свит, указывают на присутствие в цементе обломочных пород и в виде пелитового компонента в карбонатах *тирокластического материала* (курсив и разрядка наши - А.М. и др.) или "... оптически недиагностируемого флюорита". Возможно, они являются также свидетельством эвапоритовых обстановок осадконакопления.

По данным Л.В.Анфимова [1993], образование рифейских седиментационных серий происходило в крупном платформенном бассейне, сходном по своему типу с авлакогенами восточной окраины Русской платформы. Первые стадии каждого цикла осадконакопления характеризовались интенсивными дифференцированными подвижками блоков внутри бассейна и по его бортовым зонам. В последующем происходило их затухание, сглаживание рельефа в областях размыва и консолидация дна. Последние стадии циклов отмечены накоплением тонкозернистых терригенных и хемогенных карбонатных осадков в условиях медленного погружения и почти полной перипленизации бортов прогибов ²⁹.

Н.Н.Ларионов (1994 г.) в своей диссертационной работе отметил значительные фациальные изменения отложений авзянской свиты по латерали. По его данным, наиболее резко проявлены в направлении с северо-запа-

²⁸ Такая трактовка понятия "эвапоритовый бассейн" дается В.П.Парначевым вслед за М.А.Борзовым. По М.А.Жаркову [1981], под эвапоритовым бассейном можно понимать "водонепроницаемой седиментации, в котором осадконакопление происходило за счет испарения и концентрирования морской или континентальной вод". В развитии эвапоритовых бассейнов автором выделяется ряд стадий - карбонатная, сульфатная, галитовая и др., при этом накопление флюорита может прекратиться на любой из указанных стадий. В такой трактовке практически любой водонос с карбонатонакоплением может рассматриваться как эвапоритовый. Рассматривая тенденции изменения процессов эвапоритовой седиментации во времени М.А.Жарков подчеркивает ее две, "специфически докембрийские", по его мнению, особенности: 1) вероятную приуроченность эвапоритовых бассейнов не к внутренним частям континентов, а к их окраинам (риферию) и 2) широкие связи эвапоритовых бассейнов с морскими водоносными и существование достаточно открытых и взаимосвязанных систем циркуляции в них. Как нововведением для такого вывода служит сравнительно небольшая величина отношения железа к марганцу (менее 10).

Как и представления о формировании всех трех осадочных серий типа рифея в сходных и/или по известности подобных палеотектонических и палеогеографических обстановках эта модель является, конечно, упрощенной и не учитывает многих существенных различий в строении и составе бурзянской, юрматинской и каратауской серий

да на юго-восток. Для отложений рассматриваемого уровня автором выделены четыре крупные генетические группы отложений, в составе которых описаны 12 макрофаций и 18 фаций. Было также показано, что глинистые породы авзянского уровня типового разреза “... характеризуются средней и высокой степенью химической дифференциации вещества. По этому показателю они отличаются как от нижне- так и верхнерифейских образований. Факт высокой химической дифференциации глинистого вещества хорошо согласуется с представлениями о предверхнерифейском перерыве в осадконакоплении, когда образовавшиеся породы подверглись длительному выветриванию”. Этот вывод Н.Н.Ларионова, основанный на тщательном изучении вещественного состава отложений авзянской свиты, как мы видим, существенно отличается от представлений В.И.Козлова о существовании постепенного перехода между отложениями среднего и верхнего рифея в Башкирском мегантиклинории. Также по-иному рассматривается Н.Н.Ларионовым и цикличность авзянской свиты. В отличие от данных В.И.Козлова и др. [1990] о возможности выделения в составе свиты трех циклов, Н.Н.Ларионов [1994, стр. 14] указывает, что “*Авзянская рудоносная формация представляет собой комплекс отложений единого трансгрессивного цикла осадконакопления. Снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное снижение роли лагунных и прибрежно-морских и возрастание - мелководно-морских и удаленных морских отложений*”.

По представлениям В.Н.Пучкова и др. [1996], в рифее-раннем венде на территории Башкирского мегантиклинория имел место вялотекущий рифтогенез “... с неоднократно повторявшимися пароксизмами рифтового вулканизма, имевшего подчиненный характер на фоне накопления мощнейших мелководных осадочных толщ. Возможно это ... шельф пассивной окраины, вдоль которой позже заложился Главный уральский глубинный разлом ...”.

Ряд дискусионных, на взгляд авторов, проблем геологии рифея Южного Урала был поднят К.С. и С.Н.Ивановыми в докладе на Всероссийском совещании “**Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии**” [Иванов, Иванов, 1995] и в последующей публикации в трудах этого совещания [Иванов, Иванов, 1997]. Применительно к типовому разрезу рифея основной проблемой является структура мегантиклинория; в постановке К.С. и С.Н.Ивановых она формулируется следующим образом - “*Является ли Башкирское поднятие антиклинорием с тремя циклами ритмического осаждения одинаковых осадков?*”³⁰. Что же дает авторам основания для постановки подобной проблемы?

К.С. и С.Н.Ивановым [1997] представляется неясным “... действитель-

³⁰ Следовало бы, конечно, на такой прямой вопрос также прямо и ответить - “нет”, т.к. утверждать подобное значит не видеть или не знать очевидных фактов (представляется, что здесь злую шутку над авторами сыграла их собственная посылка о троекратном повторении в рифее одинаковых рифтогенно-депрессионных циклов развития [Иванов и др., 1982, 1987], которая была превращена рядом последующих исследователей в полное подобие строения всех осадочных серий стратотипа) Однако нам кажется более интересным обратить внимание читателей на аргументацию авторов и соответствие или несоответствие ее имеющимся материалам по геологии рифея Башкирского мегантиклинория

но и существуют три разделенных стратиграфическими перерывами од-
нотипно построенных законченных трансгрессивных цикла седиментации
... По цитируемым авторам это результат более позднего (без указания, од-
нако, конкретного времени этого процесса - ремарка наша, А.М. и др.) текто-
нического страивания одного и того же ... стратиграфического разреза, обус-
ловленного либо опрокидыванием блоков по листрическим разломам (в об-
ластях растяжения), либо сучиванием коры в областях сжатия. В качестве
аргументов в пользу данного предположения выдвигаются: 1) неудовлетво-
рительная обнаженность территории Башкирского мегантиклинория и закр-
ытость склонов хребтов и их предгорий глыбами и осыпями кварцитов; 2)
различная трактовка разными авторами известных в пределах мегантикли-
нория разрывных нарушений; 3) данные интерпретации сейсмопрофиля
МОГТ, пройденного по территории мегантиклинория на широте г.Стерлита-
мака; 4) морфологическая примитивность и эволюционный консерватизм
большинства докембрийских микроорганизмов, что не позволяет использо-
вать палеобиоты бурзянской, юрматинской и каратауской серий в качестве
свидетельства их разновозрастности. Резюме из достаточно пространного
рассмотрения указанной проблемы видится авторам [Иванов, Иванов, 1997,
с. 116] следующим: "... тектоническая структура Башкирского подня-
тия изучена недостаточно. Пока нет убедительных доказательств того,
что это классический антиклинорий ... сложенный тремя однотипными
циклами осадочных формаций. Представляется ..., что современная струк-
тура поднятия есть результат более позднего тектонического страивания
(разрядка наша - А.М. и др.) одного и того же ... разреза. Учитывая
очень широкое распространение опрокидывания крупных блоков земной
коры по листрическим разломам в хорошо изученных регионах растяжения,
можно предполагать, что этот механизм был реализован и в Башкирском
поднятии".

Из всего того, что нам известно в настоящее время о фациальном об-
ществе оложений типа рифея, палеогеографической обстановках накопления
осадочных ассоциаций бурзянской, юрматинской и каратауской серий совер-
шенно недвусмысленно следует, что "... зарождение и развитие бассейнов
раннего, среднего и позднего рифея происходило в неповторявшихся, специ-
фических для каждого из этих крупных этапов палеогеографических и па-
лектонических обстановках, что обусловило появление седиментаци-
онных последовательностей (серий) различной "архитектуры" [Маслов,
1997а]. Если, однако, это не есть аргумент против представлений К.С. и С.Н.И-
вановых, то можно привести ряд соображений А.А.Алексеева и В.И.Козлов-
ых, специалистов занимающихся изучением типового разреза рифея почти
уже 30 лет [Алексеев, Козлов, 1997]: "В карбонатных породах рифея ... оп-
ределяются комплексы строматолитов и микрофитолитов, последовательно
меняющие друг друга во времени и определяющие индивидуальность каж-
дой серии, а иногда и свиты. В терригенных породах ашинской серии при-
сутствует эдикарская фауна. Это палеонтологический каркас стратиг-
рафической шкалы рифея. ... каждый из комплексов характеризуется нали-

чием нескольких видов-индексов, позволяющих обособить и проследживать содержащие их стратиграфические подразделения ... В терригенных отложениях снизу вверх .. наблюдается закономерная смена состава терригенно-минеральных ассоциаций и определенных признаков .. акцессорных минералов Для рифея и венда ... характерно последовательное убывание радиологических дат снизу вверх по разрезу от 1615 до 570 млн. лет ". По данным указанных авторов, "Последовательность выделенных в верхнедокембрийских отложениях стратиграфических подразделений западного крыла и осевой части Башкирского мегантиклинория ... подтверждена геологическим картированием, геофизическими исследованиями и буровыми работами, а также многочисленными находками микрофоссилий, стромаголитов, микрофитоцитов, радиометрическими датами по циркону, глаукогону ...". Нам представляется, что сказанное достаточно исчерпывающе характеризует типовой разрез и исключает возможность какого-либо "тектонического страивания" его³¹.

Несмотря на утверждение К.С. и С.Н.Ивановых [1997, стр. 115] со ссылкой на данные А.А.Скрипия и Н.К.Юнусова о том, что сейсмопрофиль МОГТ треста "Башнефтегеофизика", пройденный в середине 80-х гг., подтвердил существование листрических разломов в толще отложений рифея БМА конкретных данных о геометрии повернутых по разломам блоков, углах наклона их коротких торцов и т.п. данных в литературе, посвященной геологии Башкирского мегантиклинория, до настоящего времени нет. Нет каких-либо сведений на этот счет и в многочисленных публикациях последних лет В.А.Романова, использующего материалы сейсмопрофилирования для расшифровки тектонического строения глубоких горизонтов прилегающей с запада к БМА Волго-Уральской области. Более того, совершенно неясным до настоящего времени остается предполагаемое время возможного формирования листрических разломов. Если этот процесс имел место в начале среднего рифея, в момент накопления вулканогенно-осадочных последовательностей машакской свиты (это единственное время наиболее ярко выраженного эпизода рифтинга в рифее), то совершенно не ясно почему им "оказались затронуты" и более поздние образования, не ясно при этом как разграничить рифейские листрические разломы и все наложенные на них более поздние дислокации. Если же формирование листрических разломов происходило в моменты раскола континентальной коры при заложении Уральского палеоокеана (начало и середина ордовика), то вопрос о том, как отличить от них все последующие деформации коллизионного этапа, не снимается и здесь. При рассмотрении всех сейсмопрофилей, секущих Башкирский мегантиклинорий вкрест простираения основных структур, довольно хорошо видно, что практически все маркирующие горизонты протягиваются сюда

³¹ К сказанному можно добавить, что ранее на петрохимическом материале ЭЗ Гарсевым и др [Гарсев, 1989, 1996, Гарсев и др . 1986 и др] было показано, что осадочные серни уталоонного разрезе за рифея, как в целом, так и их отдельные стратиграфические подразделения (свиты и подсвиты) имеют также свои, строго индивидуальные геохимические характеристики слагающих их пород

от особых нарушений из сопредельной Волго-Уральской области, подчеркивая платформенный характер этой крупной палеодепрессии и отсутствие сколько-нибудь серьезных в ней дислокаций (малоамплитудные надвиги, как будто попытка сокращения исходной площади седиментационного бассейна рифея и венда в коллизионный позднепалеозойский этап, при подобном масштабе анализа в счет можно не брать).

По данным виброрейсмического профилирования, выполненного в рамках работ по сейсмопрофилю “УРСЕЙС-95” [Echtler et al., 1996], область, расположенная к западу от Главного Уральского глубинного разлома, характеризуется присутствием множества отражающих площадок в коре. Большинство этих площадок имеет восточное падение, подчеркивая тем самым “чрезвычайно” характер юго-восточной границы Восточно-Европейского кратона. В зоне Башкирского мегантиклинория, по данным Г.Эхтлера и др., вырисовываются четыре падающих достаточно круто в восточном направлении отражающих “пакетов”, прослеживающиеся до глубин порядка 30 км. Границы их пересекают несколько субгоризонтальных или полого падающих на восток рефлекторов. Рассматриваемые образования соответствуют, по мнению, надвиговым структурам западной вергентности, захватывающим палеозойский платформенный чехол и подстилающие его протерозойские осадочные комплексы. Вместе с тем, рисунок отражающих площадок и характер пространственной геометрии “пакетов” не свидетельствуют в пользу значительных (первые десятки километров) горизонтальных перемещений в пределах мегантиклинория. В самой западной части сейсмопрофиля Стерлитамак-Николаевка отчетливо вырисовывается структура ненарушенной коры Восточно-Европейского кратона: плохоотражающая область архейской кристаллической коры и перекрывающие ее протерозойские осадочные последовательности, принадлежащие нижнему, среднему и верхнему рифею и венду общей мощностью до 20 км [Echtler et al., 1996]; последние непосредственно сливаются на востоке с вскрытыми на дневной поверхности осадочными последовательностями эталона рифея.

Несколько слов следует сказать и о “... морфологическом примитивизме и революционном консерватизме ...” верхнедокембрийских микрофоссилий, используя известные о них на сегодня данные. Для специалистов хорошо известно [Семихатов, 1997], что “Строматолиты ... создают неповторимую палеонтологическую характеристику и способствуют корреляции стратиграфических подразделений, выделенных другими методами. В отличие от протерозое такими подразделениями являются три эратемы рифея, венд и отдельные части рифейских эратем ...”. По данным М.А.Семихатова [1997], основное количество таксонов строматолитов в пределах тех или иных строматолитовых провинций “... может быть основой выделения региональных (провинциальных) горизонтов, которые служат детализацией стратиграфических шкал”. К числу таких подразделений в типовом разрезе рифея относятся, как известно, юрюзанский, симский, минский, суреймановский и укский горизонты [Стратотип рифея..., 1983; и др.], охарактеризованные специфическими ассоциациями строматолитов.

Микрофоссилии рассматриваются в настоящее время как более важная группа для биостратиграфии рифея (и всего докембрия), нежели строма толиты [Семихатов и др., 1990; Семихатов, 1997; и др.]. В то же время “... использование их для расчленения и корреляции ограничивается высоким морфологическим консерватизмом большинства докембрийских микроорганизмов, значительным фаціальным контролем над составом микробиот, приуроченностью наиболее богатых и разнообразных их представителей к сравнительно узкому набору палеообстановок ...” и рядом других причин [Семихатов, 1997; Вейс и др., 1998]. Вместе с тем, “... современные данные показывают, что в течение позднего протерозоя происходило существенное увеличение систематического разнообразия микроорганизмов, а также предельных размеров ряда их морфотипов. В результате в региональных последовательностях рифейских микробиот устанавливаются уровни значительных изменений их таксонометрического состава”. По данным А.Ф. Вейса и др. [1998; и др.], наиболее важные морфологические новации биот в рифее устанавливаются в сообществах микрофоссилий из их т.н. “оптимальных” среднеглубинных фаціально-экологических группировок, приуроченных в большинстве эпикратонных седиментационных бассейнов к верхней и частично средней сублиторали. Число уровней резкого или кардинального изменения состава микробиот в наиболее полных разрезах рифея не превышает двух или трех [Семихатов и др., 1990; Вейс и др., 1998; и др.]. Примерно таких же взглядов, однако с выделением в разрезах рифея Сибири несколько большего числа рубежей, придерживаются и М.С.Якшин и М.Ш.Файзуллин [1997].

Самым ярким рубежом подобного типа внутри рифея для большинства исследователей представляется рубеж примерно отвечающий границе среднего и верхнего рифея и определяющийся появлением и последующим широким распространением в разрезах ряда характерных таксонов акантоморфных акритарх, полигональных *Octaedryxium*, клубковидных *Tortunema* и других морфотипов и диверсификацией низших эвкаріот [Семихатов и др., 1990; Семихатов, 1997; Вейс и др., 1998]. На Южном Урале этот рубеж маркируется появлением т.н. бедерышинской микробиоты в отложениях бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты. “Ниже нее .. биостратиграфически значимых изменений микрофоссилий нет (или неизвестно)” [Семихатов, 1997]; единственным исключением здесь может быть, по данным Т.В.Янкаускаса и др., ряд своеобразных морфотипов из тюльменской подсвиты авзянской свиты среднего рифея.

По данным В.И.Козлова и др. [1990], известные в разрезах бурзянской серии микрофоссилии представлены преимущественно транзитными формами, однако здесь представлен и ряд морфотипов появляющихся только в нижнем рифее и прослеживающихся выше по разрезу. Среднерифейские (доверхнеавзянские) микрофоссилии известные из разрезов юрматинской серии мало отличаются от бурзянских и только для тюльменской подсвиты установлено присутствие ряда новых крупных морфотипов. Микрофоссилии из отложений каратауской серии Башкирского мегантиклинория, по

санным З.И.Козлова и др. [1990], резко отличны от тех, что известны на нижележащих уровнях эталонного разреза. Общий облик микробиот верхнего разреза Южного Урала определяется преобладанием уже крупных и морфологически сложных акритарх.

Исследования А.Ф.Вейса и др. [1990, 1998] показывают, что в типовом разрезе рифея ассоциации органостенных микрофоссилий присутствуют практически во всех свитах, за исключением машакской, зигальгинской и восточной свиты и трех нижних подсвит зильмердакской свиты. Ранее, в публикации: Б.М.Келлера и Т.В.Янкаускаса, Н.С.Михайловой и В.Н.Подковырова, А.Ф.Вейса и Н.Г.Воробьевой и ряда других авторов, в разрезе рифея выделялись до пяти в той или иной мере проявленных микрофитологических рубежей (предюрматинский, предзильмердакский, предбедерышинский, прединзурский и преддукский), однако в настоящее время наиболее значимым из них всеми исследователями рассматривается только один рубеж - предбедерышинский [Семихатов и др., 1990]. Тем самым подчеркивается существование определенной и вполне отчетливой эволюции сообществ микрофоссилий и возможность использования их для разграничения крупных разновозрастных комплексов отложений.

Материалы изучения различных типов палеонтологических остатков в типовом разрезе рифея не свидетельствуют, таким образом, в пользу предположений о его тектоническом строении. Если же рассматривать общую ситуацию с палеонтологическими и хемотратиграфическими исследованиями в позднем докембрии, то она может быть охарактеризована следующим образом: *"... изменения таксонометрического состава строматолитов и микрофоссилий позднего докембрия и крупномасштабные вариации изотопного состава углерода и стронция в карбонатных породах (в том числе и в типовом разрезе рифея - А.М. и др.) создают неповторимую палеонтологическую и хемотратиграфическую специфику последовательных интервалов рифея и венда ..."* [Семихатов, 1997].

Вернемся, однако, к основной теме настоящего обзора.

М.М.Сомов [1997], анализируя связь стратиформных месторождений флюорита с колебаниями уровня Мирового океана, предположил, что уровни первичного накопления фтора на западном склоне Урала и в Приуралье (крупные скопления флюорита известны здесь не только в рифее, но и в пермско-триасовых, юрских и неоген-четвертичных отложениях) соответствуют пикам регрессий палеоокеана. По представлениям автора, зоны первичного (синседиментационного? - А.М. и др.) накопления фтора контролировались бортами крупных рифтогенных структур, *"тектонический фон"* седиментации определялся преобладанием условий растяжения, а климатические параметры были близки к аридным. Формирование промышленных скоплений флюорита связано, по мнению М.М.Сомова, с тектонической активностью и мобилизацией рассеянного сингенетического флюорита.

Вовлечение в рассмотрение истории развития флюоритов бассейнов седиментации, существовавших в рифее на западном склоне Южного Урала, связанных по прилежащим с запада к Башкирскому мегантиклинорию районам

Волго-Уральской области [Маслов, 1994б, 1995а] позволило показать, что накопление отложений нижнего и среднего рифея в пределах востока Русской платформы и западного склона Южного Урала происходило в интракратонных озероподобных или морских водоемах (до 800-1000 км в поперечнике), характеризовавшихся на отдельных этапах существованием локальных депрессий-котловин с преобладанием обстановок ограниченной циркуляции (ранний рифей) и/или обширных “сверхмелководных” зон с частым чередованием субаквальных и субэвральных режимов седиментации (средний рифей). Позднерифейский бассейн являлся значительно более крупным, размеры его вдоль палеосклона превышали, возможно, 2500 км, а вкрест, на отдельных участках, были не меньше 500-600 км. По своему характеру он был, по всей видимости, плоским, мелководным, хорошо аэрируемым бассейном, близкого к перикратонному типа [Маслов, 1997а]¹².

Известно, что для седиментационных бассейнов, в том числе и позднедокембрийских, существует несколько возможных механизмов, способствующих началу прогибания и погружения литосферы, такие как термальные вариации, изменение мощности коры и нагрузка осадков. Предложено много различных подходов к моделированию условий формирования интракратонных и перикратонных бассейнов [Dewey, 1982, Bond, Kominz, 1984, Chadwick, 1985, 1986, Lindsay and Korsch, 1989], основанные главным образом на работе Д. МакКензи [McKenzie, 1978]. Одним из методов реконструкции истории погружения седиментационных бассейнов является бакстриппинг-анализ, позволяющий получить, наряду с рядом других характеристик, количественные параметры скоростей погружения фундамента бассейнов, “тектонического проседания” и осадконакопления. Суммарные кривые погружения являются отражением взаимодействия многих переменных факторов и нуждаются в большинстве случаев в коррекциях, связанных с рядом допущений (физические свойства литосферы, вариации уровня моря, глубины палеобассейна и др.). Главными элементами, требующими коррекции, являются учет уплотнения осадков и коррекция на величину нагрузки осадочной колонны. Для расчета истинных значений погружения и формы кривых погружения требуются данные о характере уплотнения осадков, эвстатических колебаниях уровня моря и глубинах палеобассейна. Однако, для самых первых построений эти поправки можно не брать во внимание, т.к. известно [Levy and Christie-Blick, 1991], что в большинстве случаев “стратиграфическая мощность” и “мощность пересчитанная с учетом деликатации осадков” различаются не более чем на 10-15%, что с учетом скудности радиометрической информации для осадочных ассоциаций типового разреза не выходит за рамки доверительного интервала.

Сравнение построенных таким образом кривых погружения с модельными кривыми МакКензи показало [Маслов, 1998], что возможные значения ко-

¹² По представлениям В. Г. Гецена [1991 и др.], рифейские (главным образом, позднерифейские) бассейны осадконакопления северо-востока Восточно-Европейского континента по своему облику могут быть сопоставлены с современными шельфовыми бассейнами Северного Ледовитого океана, им же предполагается, что, возможно, в конце (?) позднего рифея в пределах Нечоро-Гиманской провинции началось формирование первых фрагментов океана Янцзю.

коэффициентов растяжения (b), вероятно, не превышали для начала раннего рифея 1,3, для начала среднего рифея - 1,5, а для начальных стадий позднего рифея (по датировке границы кативской и инзерской свит в примерно 940 млн лет (Стратотип рифея, 1983)) могло составлять до 3,5. Полуценные данные свидетельствуют скорее всего только то, что рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала были в какой-то мере связаны с процессами рифтогенеза. Для построения достоверных кривых погружения необходимы датировки в каждом литостратиграфическом подразделении эталона рифея (в лучшем случае необходимо не менее двух (?) цифр для каждой из подсистем)

2.4. К вопросу о “рифтогенных бассейнах седиментации”, существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория

Примерно до конца 70-х гг. в работах различных авторов существование в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория бассейны седиментации рассматривались исходя из представлений о мезосинклинальной природе осадочных ассоциаций бурзянской, юрматинской и каратауской серий (А.И.Олли, М.И.Гарань, О.П.Горяинова, Э.А.Фальгова, А.И.Иванов, Н.С.Шатский, Б.М.Келлер, Ю.Д.Смирнов, Ю.Р.Беккер, И.А.Романов и др.)³³. Появление представлений о рифтогенно-депрессионной природе отложений рифея Башкирского мегантиклинория привело в работах многих авторов к кардинальному пересмотру взглядов на их характер, что оставляет нас насколько более подробно остановиться на этом вопросе.

В рамках рифтогенно-депрессионной модели, в том виде как она изложена в публикациях В.П.Парначева, А.Ф.Ротару, П.Н.Швецова, М.Л.Клювиной, К.П.Иванова и ряда других авторов, навышский комплекс раннего рифея, объединяющий эффузивы и туфы основного состава и ассоциирующие с ними песчаники, конгломераты и алевролиты аркозового, субаркозового и полевошпато-кварцевого состава, известные в разрезах нижней части инзерской свиты, рассматривается как типично платформенная “грабенная” ассоциация, фиксирующая былые следы существования внутриконтинентальных рифтовых бассейнов, напомилавших по многим параметрам узкие (щелевидные) Восточно-Африканские рифты [Парначев и др., 1986]. Для машакского комплекса среднего рифея, сложенного конгломератами, песчаниками и алевролитами, и содержащего потоки метабазальтоидов и (в нижней части) окисленные (?) и/или субсогласные общему залеганию тела кислых эффузивов, также предполагается, рифтогенно-платформенный характер и формирование в обстановках геодинамически (и морфологически - ?) подобных провинции Бассейнов и Хребтов на западе США [Парначев, 1987, 1988].

Для оценки этих сопоставлений был предпринят сравнительный анализ вулканогенно-осадочных комплексов типового разреза рифея, осадочного выполнения “модельных” позднекайнозойских внутриконтинентальных рифтов, в том числе Восточно-Африканской рифтовой системы и Провин-

³³ Подробный анализ представлений указанных авторов см. в работе [Маслов, 1997б]

ции Бассейнов и Хребтов и наиболее известных позднедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций, формирование которых было связано, по мнению многих авторов, с процессами рифтогенеза (надсерии Белт, Уиндермер и Кивино) [Маслов, 1994а]. Ниже в качестве иллюстрации дано краткое резюме этих исследований.

2.4.1. Сопоставление “грабеновых формаций” рифея Башкирского мегантиклинория с осадочным выполнением кайнозойских внутриконтинентальных рифтовых бассейнов

Известно, что практически для всех кайнозойских рифтовых зон различных геодинамических типов (Байкальский рифт, Рейнский грабен, Восточно-Африканская рифтовая система, Северный Афар, Красное море и Аденский рифт, Провинция Бассейнов и Хребтов) характерно, с той или иной степенью отчетливости, двучленное строение осадочного и вулканогенно-осадочного “выполнения” [Восточно-Африканская, 1974, Логачев, 1977, Николаев, 1986, Казьмин, 1987, Грачев, 1987, Разваляев, 1988, Романовский, 1996]. Формирование наиболее ранних осадочных ассоциаций происходило в обширных пологих мелководных и “сверхмелководных” впадинах, в условиях компенсированного осадконакопления и геоморфологически не выраженных или выраженных слабо (разрядка наша - А М и др) бортов рифтовых впадин. Области сноса в эти эпохи характеризовались незначительной расчлененностью рельефа. Латеральные фациальные переходы в отложениях первой стадии выражены неотчетливо, для ряда суббассейнов грабенового типа в течении всей стадии типична неравномерность осадконакопления как в продольном, так и поперечном сечении. Иногда на ранних стадиях обособляются отдельные части структуры, разделенные своеобразными “порогами”, которые сохраняются в течении всей эволюции рифта. В случае рифтовых зон с активным вулканизмом образованию собственно грабеновых бассейнов предшествует появление обширных сводовых поднятий [Грачев, 1977, Логачев, 1977], в центральных их частях, перед накоплением вулканических последовательностей, формируются маломощные толщи и пакчи осадков ранних седиментационных бассейнов. Размеры этих бассейнов, по всей видимости, превосходили размеры зон осадконакопления главных стадий развития рифтовых систем.

Накопление осадков на ранней стадии происходит достаточно однообразно (и более или менее равномерно), на всей площади бассейнов, характеризуясь плащеобразным обликом. Иногда в конце (?) ранней стадии внутри рифта формируются более мелкие эшелонированные суббассейны. Форма их близка к полуграбенам, полярность (положение зон главных разломов, областей максимальных мощностей осадочных образований и развития наиболее грубообломочных ассоциаций и др) по простиранию рифтов неоднократно меняется на противоположную. Великолепным примером подобных структур являются выявленные сейсмопрофилированием осадочные суббассейны в рифтовых озерах Восточной Африки [Rosendahl et al, 1992, и др].

Вторая стадия развития рифтовых зон характеризуется двумя параллельно идущими процессами - поднятием бортов (часто неравномерным, как во

формы и, так и по простиранию зон) и проседанием днищ грабенов. Осадконакопление имеет мозаичный, прерывистый, некомпенсированный характер и концентрируется, в целом, на меньших, чем прежде, площадях. Формируются, особенно в прибортовых зонах, значительные по мощности, грубообломочные образования. Если для первой стадии были характерны в основном тонкозернистые озерные и плайево-озерные осадки при подчиненной роли относительно грубоаллювия, то позднее шире и ярче выражены дельтовые, обвальнo-оползевые и аллювиальные образования, а также фангломераты. Борты грабенов и рифтов ограничены на этой стадии отчетливо выраженными эскарпами, частыми "лестничными" разломами, оперяющими зоны листрических срывов и часто тектоническими элементами, что приводит, в условиях сильно расчлененного рельефа и значительных перепадов высот, к интенсивному сносу грубообломочного материала внутрь рифта. Преобладающая часть этого материала накапливается в аллювиальных конусах выноса вдоль бортов, некоторое количество задерживается в локальных ловушках на плечах грабена. Типичные для второй стадии полуграбены и другие асимметричные бассейны преобразуются в более узкие и симметричные структуры.

Таким образом, можно наметить ряд типичных черт осадочного выноса в кайнозойских континентальных рифтов различных геодинамических типов. Внутри осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, выполняющих грабены, часто фиксируются отчетливые угловые или эрозионные несогласия, возникновение которых обусловлено рядом причин: флуктуациями уровня воды в рифтовых озерах, локальными структурными перестройками связанными с магматической деятельностью и др. В разрезах верхней части осадочного заполнителя наблюдаются отчетливые и резкие фациальные переходы. В прибортовых частях бассейнов осадки представлены в основном грубообломочными (в т.ч. фангломератами) образованиями, сменяющимися вглубь бассейна все более тонкозернистыми отложениями, вплоть до "глинистых" и эвопоритов (Красноморский рифт). Последние формируются, как видно на примере Красноморского рифта, в глубоководных, отшнурованных от моря лагунах. Для поздней стадии типична также отчетливая взаимосвязь морфотектонических элементов седиментационных бассейнов с типами формирующихся в их пределах осадков - наиболее крупнозернистые пески тяготеют к приподнятым блокам, тогда как тонкозернистые осадки более типичны для разделяющих их котловин. Отмечается, что иногда седиментационные бассейны поздней стадии могут иметь несколько иное простирание, нежели предшествующие им "ранние" бассейны [Грачев, 1987; Милановский, 1976]. Указанные выше черты имеют неодинаковое проявление в конкретных рифтогенных структурах, что достаточно четко видно на примере оз. Байкал.

По данным многоканальной сейсмосъемки [Зоненшайн и др., 1992; Хатчинсон и др., 1993] в осадочном разрезе оз. Байкал условно могут быть выделены прокто- и среднерифтовые образования и отложения современного рифта. Прокторифтовые осадки предположительно сопоставляются со среднемиоценовыми отложениями танхойской и халагайской свит, формиро-

вание которых происходило в мелководных озерно-болотных обстановках. Среднерифтовые осадочные комплексы возможно соответствуют отложениям аносовской и харацинской свит, последние накапливались в более глубоких озерах в условиях быстрого подъема флангов оз. Байкал и опускания его центральной части. "Современная стратиграфическая рифтовая единица" отражает новый этап тектонических движений и связанный с ним принос аллювиально-дельтового и гляциального материала [Хатчинсон и др., 1993]. По мнению ряда исследователей, граница прото- и среднерифтовых комплексов осадочного выполнения оз. Байкал является отражением смены стадии медленного рифтинга (стадия I) быстрым рифтингом (стадия II), сопровождавшимся интенсивными погружениями. По данным В.Г. Казьмина и др. [1995], в структуре Байкальского рифта выделяются ряд сегментов I-го порядка, имеющих линейные размеры до 200-300 км, и соответствующих основным морфоструктурам озера (котловинам). Эти сегменты сочленяются друг с другом при помощи диагональных перемычек типа Академического хребта. Внутри сегментов I порядка присутствуют суббассейны более высоких порядков, имеющие протяженность не более 20-50 км. Как отмечено В.Г. Казьминым и др. [1995], "в некоторых случаях к таким нарушениям приурочено изменение полярности структуры рифта. В этом плане Байкальский рифт сходен с другими континентальными рифтами (Танганьикский, Суэцкий и др.)".

Резюмируя все сказанное выше, можно отметить, таким образом, что рифтогенные структуры кайнозоя, используемые при палеотектонической реконструкции как "модели" различных геодинамических обстановок континентального рифтогенеза, характеризуются не только специфическими проявлениями магматизма, но и определенным строением осадочного заполнения.

Наиболее яркими особенностями этого выполнения являются: 1) двухчленное строение разреза с приуроченностью наиболее тонкозернистых осадков к его нижней части, а наиболее грубозернистых - к верхней; 2) преобладание среди осадков озерных, аллювиальных и тесно связанных с ними пролювиальных и других грубообломочных образований, маркирующих борты впадин; 3) тяготение зон максимальных мощностей отложений и наиболее грубообломочных прибортовых фаций к областям т.н. "главных сбросов" характеризующимся значительными перепадами высот и расчлененностью; 4) отражение в общем стиле осадконакопления специфической черты рифтогенных седиментационных бассейнов, а именно - накопление осадочных ассоциаций вдоль рифта происходит в цепочках полуграбенов с переменной полярностью, что обуславливает чередование по простиранию этих структур грубо- и относительно тонкозернистых терригенных образований (прекрасные примеры этого можно видеть в разрезах рифтогенных озер Восточной Африки, озера Байкал, а среди древних структур - в разрезах надсерии Кивино).

Для кайнозойских рифтовых структур различных геодинамических обстановок характерна также мозаичность осадконакопления, наличие резких и отчетливых фациальных переходов, присутствие в разрезах многочис-

ранных поверхностей несогласий и перерывов.

Сравнение т.н. *“рифтогенных”* вулканогенно-осадочных ассоциаций раннего и среднего рифея в эталонном разрезе Южного Урала с кайнозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными ассоциациями рифтовых зон различных типов обнаруживает отсутствие двучленного строения разрезов. Революции строения и очертаний осадочного бассейна начала раннего рифея также не свидетельствуют в пользу его отчетливо линейной рифтогенной природы [Маслов, 1994а, 1994б, 1995]. Бассейн осадконакопления этого времени являлся, вероятнее всего, обширной платформенной впадиной с более или менее изометричными очертаниями (?). Предположения о формировании его в связи с развитием на рассматриваемой территории тройного рифтогенного сооружения по типу Восточной Африки [Парначев, 1988, 1993, 1995, Парначев и др., 1986] представляются малообоснованными.

В случае машакской вулканогенно-осадочной ассоциаций последовательность фациальных комплексов и, в целом, условия накопления отложений позволяют предполагать преимущественно бассейновые, нежели континентальные, обстановки осадконакопления. В разрезах машакской свиты, также как и айской, нет регрессивной последовательности осадочных комплексов, не реконструируется смена полярности суббассейнов (Шатакский, Машакский, Кувашский *“грабены”*) по простиранию. Следует особо подчеркнуть, что данная ассоциация, по-видимому, не похожа по геодинамическим особенностям формирования на кайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы Провинции Бассейнов и Хребтов или позднедокембрийские образования Гардарской зоны Гренландии, как это считалось ранее³⁴. Последние данные о характере распределения в метабазах машакской свиты РЗЭ [Карстен и др., 1997], а также особенности строения разрезов рассматриваемого подразделения эталона рифея позволяют предполагать близость его в геодинамическом плане скорее к восточно-африканскому типу (по классификации [Самойлов, Ярмолюк, 1992]).

2.4.2. Сопоставление *“грабеновых формаций”* рифея Башкирского мегантиклинория с позднедокембрийскими *“рифтогенными последовательностями”* различных регионов мира

Примеры позднедокембрийских *“рифтогенных последовательностей”* достаточно многочисленны [Милановский, 1983; Хаин, Божко, 1988]. Наиболее известными из них являются вулканогенно-осадочные образования надсерии Кивино на границе США и Канады, базальные ассоциации Аппалачского складчатого пояса (формации Катоктин (Catoctin), Тиббит Хиллс (Tibbit Hills) и др.), осадочные последовательности надсерий Белт и Уиндермер на западе США и др.

Общий анализ разрезов и литологических особенностей отложений

³⁴ В последние годы с этим, по всей видимости, согласился и В. П. Парначев [1997, стр. 154]

позднего докембрия западной и центральной областей США и Канады позволил Дж.Стюарту [Stewart, 1972, 1976, 1978] рассмотреть ряд возможных моделей образования западной границы Северо-Американского кратона в условиях прогрессирующего рифтогенеза: 1) крупный рифтинг до начала накопления отложений надсерии Белт (около 1,45 млрд. лет назад); 2) рифтинг после накопления осадочных комплексов Белта (900?-650 млн. лет) и 3) рифтинг до и после формирования Белта. В первой из этих моделей отложения надсерии Белт и ее аналоги в Канаде рассматриваются как выполнение крупных заливов расположенного западнее океанического бассейна [Максвелл, 1979]. Эквивалентные Белту отложения Канады распространены более широко и, возможно, являются образованиями континентальной террасы Дж.Монгер и др. [Monger et al., 1972] считают, что формированию отложений надсерии Белт предшествовал раскол кристаллического цоколя кратона, а К.Берк и Дж.Дэви [Burke, Dewey, 1973] предполагают формирование тройного сочленения; при этом “заливы” Белт, Юинта и другие рассматриваются ими как отмершие ветви таких систем. Вторая модель предполагает проявление процессов рифтогенеза после Восточно-Кутенейского орогенеза и является, вероятно, более предпочтительной [Ross, 1991]. Осадочные комплексы средней и верхней частей Уиндермера и нижнепалеозойские последовательности образуют на западе Северной Америки типичную миогеосинклинальную призму на континентальной коре. Самые нижние уровни Уиндермера, представленные диамикритами и вулканитами с возрастом от 900? до 800-750 млн. лет, “не вписываются”, однако, в эту схему и не являются, по всей видимости, частью миогеосинклинальной последовательности. Вероятно, они представляют собой отложения рифтовых долин или глубоких трогов, ограниченных разломами (формация Кингстон Пик на востоке Калифорнии и др.). Считается, что постбелтский рифтинг существенно видоизменил облик западной границы Северо-Американского кратона. Система глубоких эпикратонных трогов “белтского времени” оказалась преобразованной в хорошо выраженную континентальную окраину [Хайн, Божко, 1988]. Третья модель рассматривает двукратный, до- и постбелтский рифтинг и имеет по крайней мере три модификации, в каждой из которых предполагается одновременность рифтинга в разных частях западной периферии кратона [Stewart, 1978].

Осадочные комплексы надсерии Белт, исходя из особенностей их формирования, разделяются, в первом приближении, на две неравные части нижнюю (серия Преравалли) и верхнюю (серии Равалли, Пиган и Мизула) Нижние уровни Белта (формация Причард и др) представлены в основном турбидитовыми, подводно-оползевыми образованиями и отложениями массовых потоков, сменяющимися к восточному краю бассейна, по-видимому, сложным комплексом осадков крупной речной системы, а на южном фланге - сопрягающимися с грубообломочными фациями формации Ла Худ, маркирующими ограниченный разломами (рифтогенный - ?) фланг бассейна. Предполагается, что формирование указанных ассоциаций имело место на ранних стадиях рифтогенеза, в условиях прогрессирующего утонения континентальной коры

Оценивая аргументы, положенные в основу представлений о “рифто-

очном характере бассейна Белт”, в свете приведенных выше материалов по кайнозойским рифтовым зонам, следует, по-видимому, признать их не вполне точными. Представляется, что в случае осадочных комплексов нижней надсерии Белт, мы имеем дело со специфическими образованиями, не вполне сопоставимыми по стилю развития и характеру бассейнов седиментации, в которых они накапливались, с рифтогенными ассоциациями “модельных” объектов кайнозоя. В значительной мере это объясняется, вероятно, масштабом проведенных исследований, неполнотой и относительной малочисленностью полученных разрезов. В то же время, как представляется, общий характер строения разреза серии Преравалли предполагает невозможность сопоставления рифтобелтского бассейна с бассейнами большинства континентальных рифтовых зон кайнозоя (самых первых фаз рифтогенеза), хотя турбидитовые комплексы формации Причард могут иметь и озерный генезис. Представление о сходстве “бассейна Белт” с оз. Виктория или Красноморским рифтом [Winston, 1986] (несмотря на известную разнотипность этих объектов - А.М. и др.) можно, вероятно, считать правомерными, но и в этом случае необходимы более полные данные о самых ранних фазах развития седиментационных бассейнов.

Формирование другого позднедокембрийского осадочного мегакомплекса также имевшего, по мнению многих исследователей, связь с процессами рифтогенеза имело место после т.н. “Восточно-Кутенейской орогении” (850-750 млн лет), которая привела к перестройке структурного плана значительной части Северо-Американского кратона [Stewart, 1972 и др., Семихатов, 1974, Алин Божко, 1988]. Центральные районы континента испытали после нее устойчивое общее поднятие, а по периферии кратона, практически на всем его протяжении, были сформированы миогеосинклинали и пассивные окраины.

Осадочные комплексы надсерии Уиндермер залегают трансрессивно и непосредственно на подстилающих образованиях надсерии Белт и обнажены почти непрерывно вдоль всего восточного фланга Кордильер. В центральной и южной частях Кордильеры нижние уровни Уиндермера представлены мощной монотонной осадочной толщей с высокой степенью гравийных полевошпато-кварцевых песчаников (т.н. “рифты”) при подчиненной роли алевролитов и сланцев.

Характер строения разрезов, общая литология, значительная мощность осадочных комплексов и седиментационные признаки пород нижней части надсерии Уиндермер позволяют предполагать, что накопление осадков происходило в условиях рифтогенной границы кратона, возможно, в глубоководных условиях, с периодическим привносом грубозернистого обломочного материала турбидитовыми потоками [Monger et al., 1972]. Ранние стадии рифтинга сопровождалась вулканизмом и оледенением (?), а осадконакопление контролировалось значительно расчлененным рельефом. Подробную характеристику обстановок осадконакопления эпохи формирования отложений надсерии Уиндермер можно найти в работах [Eberlein, Lamphere, 1988, Gabrielse and Campbell, 1991, Eisbacher, 1981, 1984, и др.], [Brown et al., 1978, Devlin, 1989, Mustard, 1991, Pell and Simony, 1987, Poulton and Simony, 1980, Ross, 1991, Ross, Murphy, 1988, и др.]

Характер строения разрезов, общий их облик, значительная мощность осадочных комплексов и седиментационные признаки пород позволяют предполагать, что накопление отложений надсерии Уиндермер происходило в основном в глубоководных условиях, с периодическим привносом грубозернистого об-

ломочного материала турбидитовыми потоками. Появление карбонатных образований в средней и верхней частях Уиндермера отражает переход к мелко водно-морской седиментации и накоплению осадков выше базиса действия ординарного волнения. Согласно данным ГГабриэлси и Р Кэмпбелла [Gabriels and Campbell, 1991], осадочные образования средних и верхних частей Уиндермера представлены мощной проградационной призмой. Зоны максимальных мощностей отложений надсерии Уиндермер расположены западнее полосы развития подстилающих их осадочных комплексов надсерии Белт, что, возможно, указывает на надстройку в конце позднего докембрия западной границы Северо-Американского кратона

Суммируя приведенные выше материалы по геологии и седиментологии отложений надсерии Уиндермер можно отметить следующее. Нижняя часть надсерии представлена громадными по объему толщами незрелых терригенных пород - песчаников, гравийных их разновидностей и конгломератов, при подчиненной роли алевролитов и сланцев. В восточных разрезах Уиндермера преобладают близбереговые фации, слагающиеся грубозернистыми породами с косой слоистостью разных типов, знаками ряби, трещинами усыхания, брекчиями растрескивания, тогда как в западных разрезах основную роль играют осадки турбидитового генезиса. Отсутствие здесь, в большинстве случаев, седиментационных текстур в пачках переслаивания сланцев и песчаников свидетельствует, по мнению многих исследователей, в пользу представлений о накоплении исходных осадков в проксимальных зонах подводных конусов выноса. Верхняя часть Уиндермера содержит несколько большее количество карбонатных пород; строение разрезов этой части более вариабельно, однако общий облик разрезов сохраняется примерно одинаковым вдоль всех Кордильер. Вариации мощности и литологического состава отложений, а также фациального облика осадков указывают на снос обломочного материала преимущественно с востока. Основная часть отложений накапливалась на континентальной террасе западнее и юго-западнее осадочной призмы надсерии Перселл (Белт); последняя, наряду с гранитами и кристаллическими комплексами кратона, служила одним из главных источников обломочного материала.

Дж Росс [Ross, 1991] указывает, что между США и Канадой существует значительная разница в строении разрезов Уиндермера, хотя диамиктиты и мафические вулканиты присутствуют в большинстве мест вдоль Кордильер. На западе США преимущественным развитием пользуются мелководно-морские и субконтинентальные обломочные комплексы с подчиненным количеством карбонатных образований. Мощность гляциокомплекса и мафических вулканитов в основании разреза Уиндермера составляет здесь до 3000 м. Вышележащие мелководно-морские терригенные (от аллювиально-озерных до отложений открытого шельфа) и, редко, карбонатные образования имеют мощность около 6000 м. Отчетливые фациальные вариации в гляциокомплексе отражают влияние на осадконакопление процессов синседиментационной тектоники. На юге Канадских Кордильер значительная часть Уиндермера представлена преимущественно глубоководными обломочными и карбонатными породами, шель-

формы мелководно-морские карбонатные ассоциации тяготеют к самым верхним уровням Уиндермера. Палеогеографические реконструкции позволяют предположить, что район современных гор Маккензи соответствовал зоне перехода от платформенных шельфовых обстановок к бассейновым. Склонные фаши и инверсии дна бассейна преобладают в разрезах южной части Канадских Кордильер.

В целом, по данным Г. Габриелси и К. Йората [Gabrielse, Yorath, 1991], осадочные комплексы надсерии Уиндермер представляют классический пример формирования формировавшихся на рифтогенных континентальных равнинах (но не во внутриконтинентальных рифтах - ремарка наша, А. М. и др.). Рифтогенную природу отложений нижней части Уиндермера подчеркивают, вероятно, также значительное разнообразие типов осадочных пород, присутствие эвапоритов, хорошо выраженное уменьшение мощности отложений по направлению к кратону. Образование верхней части Уиндермера на них не свалилось, предположительно, в обстановке пассивной окраины.

Еще одним ярким примером позднедокембрийских рифтогенных ассоциаций являются вулканогенно-осадочные отложения надсерии Кивино в районе Великих озер на северо-востоке США [Семихатов, 1974; Милановский, 1983; Ханн, Божко, 1988; и др.].

Характеризуя историю формирования Кивиноуского рифта, Г. Грин [Green, 1983] подчеркивает существование первичной фазы рифтинга, на которой происходило пологое прогибание территории и накопление, по крайней мере на западе, одного или нескольких покровов зрелых кварцевых песков. Последующие излияния базальтов, наиболее интенсивные между 1109 и 1087 млн лет тому назад [Van Schmus, 1992], были локализованы в виде нескольких вулканических плато и сопровождалась, вероятно, плавным пригибанием. Материалы литологического сейсмического профилирования по программе СОСОРР подтверждают эти предположения [Woelk, Hinze, 1991]. Только изредка наблюдаемые вальты и пачки конгломератов среди вулканитов маркируют эпизоды образования эскарпов и появления тектонического рельефа. В. Кэннон и В. Хинзе [Cannon, Hinze, 1992] указывают, что значительные объемы базальтов генерировались и частично изливались, возможно, до существенного растяжения литосферы. Впоследствии (на уровне Среднего Кивино), на протяжении около 15 млн лет, вулканизм проявлялся на фоне растяжения и глубокого погружения рифта.

В эволюции рифта Кивино выделяются четыре стадии [Cannon, 1992; Cannon et al., 1989]. На первой, предшествовавшей излиянию основной массы базальтов, в ряде районов в пологих обширных понижениях накапливался толстый чехол озерных и флювиальных осадков. Чередующиеся в ряде разрезов с осадочными породами этой стадии базальты имеют характерное подушечное строение, что предполагает субаквальный их генезис. Площадь распространения этих "ранних потоков" могла быть весьма значительна. Формирование их произошло за счет нескольких активных центров и привело к появлению серии смежных друг на друга вулканических полей.

Вторая стадия ознаменована образованием центрального бассейна растяжения (рифта), где и происходили излияния основной массы базальтов. Рифт

в целом был сегментирован на множество мелких бассейнов-блоков, погружающихся независимо друг от друга. Как указывает А. Дикас [1991], для рифтогенных внутриконтинентальных структур асимметрия является "нормой" - в составляющих основу рифта эшелонированных полуграбнях напластование магматических и осадочных пород имеет "противоположную геометрию". На всем протяжении Кивиноуского рифта могут быть выделены пять "зон" первого порядка. Они, в свою очередь, подразделяются на несколько "бассейнов", каждый из которых имеет различную "полярность", подчеркнутую собственным рисунком изопахит в пределах "бассейна", характером распределения различных гранулометрических типов пород и положением зон главных (основных) разломов. Например, в "зоне" Сьюперииор реконструированы четыре подобных "бассейна" Маниту, Онтанагон, Чисаго и Брул. А. Дикас [1991] особо подчеркивает, что подобная сегментация внутриконтинентальных рифтов характерна и для современных рифтовых систем Восточной Африки³⁵.

Начало третьей стадии совпало с окончанием интенсивного вулканизма. Длительное растяжение и излияния базальтов сменились на этой стадии погружением и образованием пострифтового осадочного бассейна, где происходило формирование сложного комплекса красно- и сероцветных аллювиально-озерных отложений мощностью до 8-10 км. Седиментационный бассейн этого времени превосходил по размерам центральный рифт второй стадии. Признаки синхронного с осадконакоплением растяжения в разрезах верхнего Кивино отсутствуют.

Такими образом, для Кивиноуского рифта, исходя из модели его развития, предложенной В.Кэнноном и др. [Cannon et al., 1989; Cannon, 1992], реконструируется известная для кайнозойских рифтов двухстадийная последовательность событий. Весьма примечательна, отмечаемая рядом исследователей, сегментация центрального рифта (разрядка наша - А.М. и др.) на множество независимо погружавшихся "блоковых бассейнов", что в значительной мере сближает Кивиноуский рифт с рифтами Восточно-Африканской системы.

Распознавание верхнедокембрийских комплексов как рифтогенных образований основывается в большинстве случаев на реконструкциях петро- и геохимических особенностей магматических пород, входящих в состав вулканогенно-осадочных ассоциаций; значительно реже используется анализ морфологии, строения и особенностей развития собственно седиментационных бассейнов, выполненных этими ассоциациями. В целом, такие реконструкции несомненно значительно менее достоверны, чем расшифровка условий образования более молодых комплексов. О рифтогенных обстоятельствах осадконакопления в позднем докембрии, по мнению многих исследователей, свидетельствует наличие грубообломочных образований в непосредственной связи с разломами, присутствие в разрезах турбидитов, подводно-

³⁵ Логично предположить, что данная особенность строения как собственно внутриконтинентальных бассейнов растяжения, так и их осадочного выполнения, должна иметь достаточно универсальный характер, однако, например, для бассейна "машакского времени" она отсутствует.

олотневых и коллювиальных отложений, осадков аллювиальных конусов выноса в ассоциации с озерными образованиями и др. Данные наших исследований свидетельствуют [Маслов, 1994а], что подобные признаки непосредственного “*влияния*” тектонических процессов на осадконакопление в рифеях Башкирского мегантиклинория практически отсутствуют.

Таким образом, в настоящее время можно вполне обоснованно считать, что о возможном сходстве позднедокембрийских “*рифтогенных*” ассоциаций Южного Урала и Северо-Американского континента можно говорить, но в той видности, только в самых общих чертах. Такой же вывод можно сделать и из сравнения этих комплексов с осадочным выполнением большинства известных кайнозойских рифтогенных структур [Маслов, 1994а]. Появлению подобных взглядов во многом способствовала разобщенность исследователей, изучавших типовой разрез рифея западного склона Южного Урала и отложения рифея прилежащей к нему с запада Волго-Уральской области. Традиционная ограниченность, за редкими исключениями, рамками только Башкирского мегантиклинория вольно или невольно вела и ведет до сих пор многих авторов к рассмотрению только этой территории как основной арены седиментации в рифее, тогда как реально данная область представляла в позднем докембрии собой только сколько-нибудь крупный, но фрагмент седиментационного бассейна или бассейнов.

2.5. Детальный литолого-фациальный анализ

Необходимость и возможность проведения детального литолого-фациального анализа осадочных последовательностей эталонного разреза рифея была показана в середине 70-х гг. Л.В.Анфимовым [1977]. Первоначально объектами таких работ являлись отложения каратауской серии верхнего рифея и бакальской свиты нижнего рифея. Терригенно-карбонатные отложения каратауской серии имели ряд благоприятных к тому особенностей - широкое распространение по площади Башкирского мегантиклинория и наличие многочисленных естественных разрезов, значительный спектр седиментационных текстур и слабую преобразованность пород процессами эпигенеза. Бакальская свита также характеризовалась пестрым терригенно-карбонатным составом слагавших ее пород и значительным разнообразием их текстурных особенностей; в процессе поисковых и разведочных работ она была практически разбурена по серии профилей вкрест и вдоль предполагаемого регионального палеосклона. Указанные объекты давали возможность проведения детального литолого-фациального анализа в двух масштабах - региональном, для всего Башкирского мегантиклинория, и локальном, в пределах Бакальского рудного поля и его флангов.

В результате целенаправленных исследований для каратауской серии были разработаны классификация генетических типов осадков, фаций и макрофаций; рассмотрены физико-географические обстановки накопления осадков, выявлены закономерности распределения фаций и их комплексов в разрезе и разработана модель позднерифейского бассейна осадконакопления

на западном склоне Южного Урала [Маслов, 1985, 1986, 1987, 1988 и др.]. Установлено, что терригенно-карбонатные отложения каратавия представляют полифациальное геологическое тело, в состав которого входят континентальные, прибрежно-континентальные, прибрежно-морские, мелководно-морские и собственно морские (бассейновые) отложения; в развитии бассейна намечена отчетливая тенденция к смене континентальных и прибрежно-континентальных комплексов мелководно- и собственно бассейновыми.

Среди терригенно-карбонатных отложений бакальской свиты нижне-го рифея М.Т.Крупениным [1982, 1983, 1987 и др.] был выделен ряд фациальных комплексов: терригенных обломочных, известково-глинистых и известковых осадков прибрежного и удаленного мелководья, терригенных и известковых осадков морского мелководья с неустойчивым положением береговой линии и т.д. Показано, что наиболее типичными текстурами отложений верхней (малобакальской) подсвиты бакальской свиты являются ритмическая, градационная, волнистая, косая (одно- и разнонаправленная) и косо-волнистая слоистость, мелкие эрозионные размывы (карманы, промоины и т.п.), знаки ряби волнения и течения, трещины усыхания, остроугольные пластинчатые брекчии, конволютные текстуры и т.д. Реконструкция фациальных обстановок накопления исходных осадков показала, что верхняя подсвита бакальской свиты представлена главным образом прибрежно-морскими и лагунными образованиями; значительно реже в ее составе присутствуют собственно бассейновые удаленные фации. Частая смена в конце бакальского “*времени*” в рассматриваемой зоне Башкирского мегантиклинория карбонатных и терригенных режимов седиментации, выраженная многократным чередованием в разрезах малобакальской подсвиты известняков, доломитов и алевроито-сланцевых толщ подтверждает, по данным М.Т.Крупенина, представления многих исследователей, об относительно неустойчивом тектоническом режиме и начале (?) постепенной регрессии бассейна к концу бакальского “*времени*”. Образование комплекса терригенно-карбонатных отложений малобакальской подсвиты и палеогеография северо-востока мегантиклинория этого времени были охарактеризованы весьма подробно. В разрезах комплекса М.Т.Крупениным выделено до 6 циклов, нижние уровни которых представлены терригенными осадками прибрежного и относительно удаленного морского мелководья, а верхние сложены калькаренитами, хемогенными и фитогенными карбонатами мелководно-морского генезиса. Вверх по разрезу от цикла к циклу в составе терригенных пачек последовательно снижается размерность обломочного материала, увеличивается роль карбонатных прослоев, меняется фациальный облик осадков - если в нижней части комплекса среди терригенных образований преобладают песчаные и песчано-алевритоглинистые сублиторальные и прибрежно-морские фации, то в верхней широким развитием пользуются тонкозернистые осадки относительно удаленного мелководья.

Изучение латеральной фациальной изменчивости ряда горизонтов верхнебакальского уровня, проведенное на основе описания большого количества скважин разведочного бурения, стенок карьеров и обнажений в преде-

на Бакальского рудного поля позволило сделать вывод о миграции положений источников сноса обломочного материала во время накопления отложений. Так, для времени формирования отложений нижней половины верхнекарбонской подсветы предполагается их положение юго-юго-восточнее рудного поля, а для верхней половины - на северо-северо-западе от него [Крупенин, 1982, 1986, 1987].

Детальное изучение седиментационных структурно-текстурных признаков карбонатных пород позволило сделать вывод о первичном известковом (для шуйдинского горизонта - протодоломитовом с повышенной магнетитностью) составе исходных осадков и отсутствии среди карбонатных фаций "бакальского бассейна" застойных обстановок, пригодных для накопления сидеритов в процессе седиментогенеза. Изучение пространственных взаимоотношений сидеритового оруденения с вмещающими карбонатными породами (магнезитами и доломитами), а также с реставрируемыми осадочными карбонатными фациями, позволило М.Т.Крупенину [1986, 1987] установить относительную временную последовательность формирования известковых и протодоломитовых осадков. Было показано, что образование ранних терригенных магнетитовых стратиформных залежей имело место на определенных стратиграфических уровнях, где преимущественную роль играло образование лагунного мелководья с избыточным магнием. Позднеэпигетические сидеритовые рудные тела сложной формы и, вероятно, нескольких генераций, секут все другие карбонатные образования и формировались после магнетитовых залежей [Крупенин, Анфимов, 1985].

Позднее, в 1986-90-х гг., был проведен детальный литолого-фациальный анализ отложений всех трех осадочных серий рифея. Разработана классификация генетических типов осадков, фаций и макрофаций; рассмотрены палеогеографические обстановки накопления осадков; выявлены закономерности латерального и вертикального распределения фаций и фациальных ассоциаций в разрезах и разработаны модели ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления на западном склоне Южного Урала [Маслов, 1988, 1993, 1997а, 1997б].

Показано, что распределение фаций в типовом разрезе рифея характеризуется двумя более или менее отчетливыми трендами. В развитии позднерифейского бассейна осадконакопления наблюдается отчетливо выраженная трансгрессивная линия [Маслов, 1988 и др.] - от терригенных континентальных, аллювиальных и аллювиально-дельтовых, отложений на самых ранних этапах до карбонатных бассейновых фаций в конце каравая (миньярское и южское "время"). Максимальная мощность континентальных образований достигает 30-40% от общей мощности отложений всего верхнего рифея в Башкирском мегантиклинории. Значительно менее отчетливо сходная тенденция намечается для раннерифейского бассейна. Континентальные образования, имея здесь также достаточно большую мощность, характеризуются широким распространением и представлены в основном делювиально-пролювиальными (?) и аллювиальными ассоциациями. Вверх по разрезу они сменяются умеренно глубоководными терригенными и карбонатными отло-

жениями и только в самом конце раннего рифея на рассматриваемой территории вновь появляются мелководные и “сверхмелководные” терригенные и карбонатные осадки. В разрезах среднего рифея отчетливо выраженные континентальные отложения, сходные с теми, что характерны для верхнего рифея, отсутствуют. Базальные уровни юрматинской серии слагаются преимущественно прибрежно-морскими терригенными образованиями, формирующимися в высокоэнергетических обстановках бассейна (открытое побережье и т.п.). В середине среднего рифея (зигальгинское и зигазино-комаровское “время”) на рассматриваемой территории формируется громадная линза мелководных и “сверхмелководных” отложений.

Альтернативным подходом к анализу латеральной изменчивости отложений типа рифея явилось составление на базе послонного литолого-стратиграфического изучения более двух с половиной сотен естественных и буровых разрезов всех свит и подсвит [Маслов, Крупенин, 1991] схематических литофациальных карт [Маслов, 1997б]. Это дало возможность показать, что распределение в пределах территории Башкирского мегантиклинория литофациальных зон, сложенных дистальными и проксимальными осадочными ассоциациями неоднократно менялось, однако какие-либо “стыки фаций” или их незакономерные сочетания отсутствуют. Несмотря на то, что почти на всем протяжении рифея основным источником кластики выступала Русская платформа, распределение литофациальных зон не всегда соответствовало и отражало эту особенность. Различия в относительных размерах литофациальных зон, сложенных сходными по фациальному облику образованиями, по всей видимости, отражают тем или иным образом изменения размеров седиментационных бассейнов раннего, среднего и позднего рифея. Из составленных для всех литостратиграфических подразделений эталона рифея литофациальных карт следует также, что признаки существования “барьерных строматолитовых рифов” характерны только для начала катавского “времени”, признаки “замыкания раннерифейского бассейна” достаточно неопределены, нет четких доказательств накопления терригенно-карбонатных отложений нижнего и среднего рифея в эвапоритовых обстановках или множестве мелких седиментационных бассейнов и др.

2.6. Осадочные (литофациальные) комплексы в разрезах типа рифея (проброобраз формационных исследований на генетической основе)³⁶

Вопросам выделения и анализа крупных осадочных комплексов в эталонном разрезе рифея, в отличие от формационного и фациального анализа, до середины 90-х гг. было уделено, на наш взгляд, неоправданно мало внима-

³⁶ В настоящем разделе мы не рассматриваем известные в литературе схемы формационного расчленения отложений эталона рифея, предложенные в разные годы Н С Шатским, З М Старостиной, Ю Р Беккером, Б М Келлером, Ф А Курбацкой и рядом других авторов, все они основаны на принципиально иных подходах и заслуживают особого анализа

ния Единственными публикациями, в которых этот вопрос в какой-то мере затрагивался, являются работы Л.В.Анфимова [1982, 1988, 1993 и др.]³⁷, выявившего в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория вулканогенно-конгломерато-песчаниковый, песчаниковый, сланцевый и сланцево-карбонатный литологические комплексы, имеющих по его мнению, закономерное вертикальное чередование, отражающее присущую эталону цикличность. Каждый из этих комплексов формировался, по представлениям автора, в определенных палеотектонических и фациальных обстановках в крупной платформенной структуре на восточной окраине Русской плиты (т.н. “*клавийная область*”).

Выделение крупных комплексов отложений тесно связано с вопросами фациальной типизации осадочных последовательностей эталонного разреза рифея и является, по существу, *следующей ступенькой исследований* после детального литолого-фациального анализа. В какой-то мере этот подход сопоставим с анализом формаций на генетической основе (по П.П.Тимофееву). Основу его составляет рассмотрение “*архитектуры*”, т.е. латеральной и вертикальной организации в разрезах **осадочных** (литолого-фациальных) **комплексов**, под которыми понимаются совокупности родственных фаций, связанных местом и условиями накопления и соответствующих определенным стадиям эволюции бассейнов [Маслов, 1991, 1993, 1997а]. При значительной фациальной пестроте отложений это позволяет получить более генерализованные представления о палеогеографии существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория фрагментов бассейнов седиментации.

Обобщение материалов детального литолого-фациального анализа рифейских отложений Башкирского мегантиклинория показывает, что седиментационные последовательности типа рифея, характеризующиеся сложной гаммой различных фациальных типов осадков, объединяют ряд крупных литолого-фациальных (осадочных) комплексов. Объем этих комплексов и определенной мере варьирует. В большинстве своем они соответствуют части разреза конкретной подсвиты (например, “*сверхмелководные*” образования в разрезах бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, аллювиальные отложения в составе бирьянской подсвиты и др.) или свиты (фитонитные карбонатные сублиторальные образования в составе миньярской свиты, мелководно-морские пестроцветные карбонатные образования катавского уровня и др.); в ряде случаев объем комплекса может быть примерно равен объему свиты.

Известно, что в бассейнах седиментации мощности отложений, фациальные типы осадков, их характер и распределение, а также вещественный состав в определенной мере варьируют от зоны к зоне. Изменчивость осадочных ассоциаций по латерали и вертикали отражает основные черты эволюции как самих бассейнов в целом, так и отдельных “*палеоструктурно-ландшафтных*” их частей. Принадлежность бассейнов седиментации (или

Вместе с тем, далее констатации факта наличия указанных комплексов в типовом разрезе рифея, развитие данной идеи не пошло

их частей) к конкретным типам тектонических структур, палеоклиматическим поясам и определенным комплексам подвергавшихся размытию пород определяет и характер влияния на процессы формирования крупных осадочных ассоциаций и основных формациеобразующих факторов (Б.В.Полянский, 1989). При этом основным фактором выступает в большинстве случаев палеотектонический режим территории, определяющий как характер эпох непосредственно предшествовавших вовлечению в процессы седиментации кластического и растворенного материала, так и конседиментационный тектонический режим, контролирующий общий фон осадконакопления. Границы литолого-фациальных комплексов определяются границами крупных зон бассейнов осадконакопления, перерывами седиментации или эпохами ненакопления осадков (поверхностями несогласий разных типов), резкой сменой литологических типов отложений (смена фациальных обстановок) и др.

К настоящему времени выполнена реконструкция латеральной и вертикальной организации этих комплексов для большинства стратиграфических уровней рифея Башкирского мегантиклинория и Волго-Уральской области [Маслов, 1993, 1994, 1995 и др.], что позволяет рассмотреть под единым углом зрения основные черты палеогеографии и эволюции ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления на этой территории и провести анализ их временной эволюции.

Терригенные отложения эталонного разреза рифея представлены несколькими литолого-фациальными комплексами [Маслов, 1991, 1997а и др.].

Комплекс вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-морских, отложений характерен для *навышко-чудинского (нижний рифей) и кузьелгинско-каранского (средний рифей)* уровней. Он представлен конгломератами, гравелитам и песчаниками с различными типами косоугольной, преимущественно однонаправленной слоистости, и пачками переслаивания пестро- и красноцветных или серых и зеленовато-серых сланцев, песчаников и алевролитов с трещинами усыхания и знаками ряби, текстурами мелких промоин и ассоциирующими с ними в разрезах кислыми и основными вулканитами - продуктами преимущественно трещинных излияний. Формирование этого комплекса происходило, по всей видимости, в обстановках прибрежно-континентальных и прибрежно-морских равнин, подгорно-верных систем (в понимании В.И.Попова), открытого или полуизолированного побережья в компенсированных или перекомпенсированных условиях. Детальный литолого-фациальный анализ позволяет выделить здесь русловые отложения (более или менее условно), осадки приустевых зон рек, пойменные, периодически пересыхавшие заливно-лагунные, прибрежные, предгорные пролювиально-делювиальные, аллювиальных конусов выноса (в т.ч. грязевых) и другие родственные им фации, а также прибрежно-морские отложения (последние наиболее характерны для нижней и средней частей машакского уровня среднего рифея). Типичными особенностями эпох формирования отложений данного комплекса являлись весьма пестрая палеогеография областей

отложения осадков и заметно расчлененный рельеф зон размыва.

Комплекс терригенных, преимущественно аллювиальных и аллювиально-дельтовых, отложений приурочен в эталонном разрезе рифея только к нижней части каратауской серии (бирьянская подсвита зильмердакской свиты) [Маслов, 1988, 1991]. В его состав входят средне- и крупнозернистые гравелистые, полевовшпато-кварцевые и, реже, граувакково-аркозовые песчанки, гравелиты, гравелиты и конгломераты. Максимальная мощность отложений рассматриваемого комплекса превышает в отдельных районах, по-видимому, 2500-3000 м (северо-западные районы Башкирского мегантиклинория бассейна среднего течения р. Лемезы и др.) [Олли, 1937, 1940]. Данный комплекс формировался в условиях вялого тектонического режима в области сноса и компенсированного дифференцированного прогибания дна бассейна. В его составе распознаются осадки русловых и междурусловых фаций, отложения эфемерных водоемов, приустьевого подвижного мелководья и др. [Акимова, 1964, 1966; Маслов, 1988]. Значительная площадь распространения отложений (только в пределах Башкирского мегантиклинория более 10 000 кв. км), пестрота фаций и ряд специфических текстурно-структурных особенностей указывают на формирование осадочных последовательностей бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в обстановке разветвленной (много рукавной) речной системы.

Появление данного комплекса в основании каратауской серии указывает на отчетливо проявленную на рубеже среднего и позднего рифея крупную регрессивную фазу, значительное сокращение площади морской акватории и позволяет предполагать заметную перестройку в начале позднего рифея общего стиля седиментации на рассматриваемой территории. Формирование отложений данного комплекса, как будет показано ниже, происходит за счет мобилизации слабоизмененного процессами выветривания обломочного материала, сносившегося преимущественно с умеренно и слабо расчлененных водосборов, сложенных осадочно-метаморфическими и кислыми магматическими породами, при подчиненной роли основных и ультраосновных разностей [Орлова, 1960; Акимова, 1966; Карта докембрийских..., 1983; Маслов, 1988, 1990 и др.; Сергеева, 1980, 1989, 1992; и др.]. Данные петролого-геохимических исследований указывают на преобладание во время накопления отложений бирьянского уровня верхнего рифея семиаридных или близких к ним климатических обстановок [Гареев, 1987, 1989; Маслов, 1988; Маслов, Гареев, 1988; и др.].

Ископаемые аллювиальные и аллювиально-дельтовые комплексы описаны к настоящему времени во многих разрезах верхнего докембрия. Формирование их происходило, как правило, в обстановках разветвленных многоруслых речных долин, характеризовавшихся значительной латеральной миграцией русла [Казанский, 1983; Сочава, 1982; McGowen, Garner, 1970, и др.]³⁶

³⁶ Здесь и далее курсивом выделены примеры осадочных ассоциаций из разрезов верхнего докембрия различных регионов, сходных по своему литолого-фациальному облику с рассматриваемыми в настоящем обзоре комплексами отложений различного состава и генезиса

Классические примеры аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений многорукавных рек описаны среди верхнедокембрийских комплексов Шотландии, где отложения "группы" Торридон и "группы" Стер представлены мощной последовательностью красноцветных песчаников с троговой и прямой линейной слоистостью, прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, формирование их происходило на обширной предгорной аллювиальной равнине [Анатольева, 1978, Selley, 1965; Stewart, 1982, Williams, 1966, 1968, 1969]

Аллювиальные отложения описаны также в разрезах серий Вадсэ, Таняфьорд и Вестертана неопротерозоя Норвегии [Banks et al., 1974, Nustien, 1982, Siedlecka, 1985, 1995, Siedlecka et al., 1995a, 1995b, The Bedrock Geology, 1992]

В разрезах нижней части серии Мизула (надсерия Белт) на северо-западе Монтаны, США, Д Уинстоном [Winston, 1973, 1986, Winston et al., 1988] описаны отложения широких мелководных русел многорукавных рек. Они представлены красноцветными тонко-, горизонтально- и косослоистыми песчаниками в чередовании с глинистыми сланцами (наводковые осадки мелких русел), а также грубо- и среднезернистыми песчаниками с пологой косой и горизонтальной слоистостью, прослоями и линзами гравелитов (осадки гравийных баров). По данным Д Уинстона [Winston, 1973], косослоистые песчаники аллювиального генезиса почти целиком слагают типовой разрез формации Боннер и, в ряде районов, большую часть серии Мизула. По латерали они тесно связаны с горизонтально-слоистыми песчаниками и пестроцветными аргиллитами - осадками предположительно прибрежно-континентальных равнин.

В позднепротерозойских седиментационных бассейнах Канады отложения многорукавных аллювиальных систем также играют одну из ведущих ролей [Fahrig, 1961, Campbell, 1979, Proterozoic basins, 1981, Frisch, Christie, 1982, Ross, 1983, Smith, Hiscott, 1984, Jackson et al., 1985, Cheadle, 1985, Stewart, 1987, Chandler, 1988a]

Отложения эфемерных разветвленных речных систем известны в составе формации Дандраул, принадлежащей серии Кеймур Виндийской надсерии (долина Сон, Индия) [Bhattacharya, Morad, 1993]. Формация Дандраул (мощность ее варьирует от 10 до более 200 метров) является самым верхним подразделением серии Кеймур. Она представляет собой преимущественно песчаниковую (средне- и мелкозернистые разности) толщину, обнаруживающую присутствие параллельно- (верхний режим потока) и пологокослоистых (переходный режим) псаммитов, организованных в регрессионные, огрубляющиеся вверх по разрезу, циклы, изредка наблюдаются пакеты чередования сланцев и алевролитов. Характерные черты рассматриваемых образований, а именно - пологая наклонная субпараллельная слоистость, слоистость антидюнного типа, горизонтальная и образованная вследствие миграции мегаряби, волнистая и косо-волнистая слоистость, многочисленные уровни развития трещин усыхания и "драпирующих" их глинистых прослоев, а также редко наблюдаемые текстуры пологих промоин и врезов указывают, предположительно на формирование исходных осадков за счет эфемерных разветвленных аллювиальных систем [Bhattacharya, Morad, 1993]. "Покровообразная" геометрия отложений формации Дандраул, с редкими текстурами врезанных русел, также позволяет предполагать, что ведущим агентом накопления осадков являлись т.н. "покровные наводки".

Отложения, сформированные в условиях сходных с теми, что характерны для многоруслых речных систем описаны А В Сочаевой [1979, 1982] среди красноцветных образований терской свиты рифея Кольского полуострова. Осн-ную роль здесь играют пакки песчаников с пологой косой средне- и крупно-массивной, иногда гигантской, слоистостью, троговая косая слоистость встречается в подчиненном количестве. В северном направлении континентальные образования сменяются предположительно турбидитовыми осадками [Митрофанов и др., 1995]

Среди рифейских отложений Сибирской платформы и по ее периферии собственно аллювиальным или полифациальным аллювиально-озернодельто-вым образованиям могут быть отнесены терригенные комплексы мукунской свиты Анабара [Беляков, 1966, Рифейские отложения. , 1973; Стратиграфия СССР. , 1963, Вейс, Петров, 1994], ряд толщ в Приангарье [Анатольева, 1972, 1976, Казанский, 1976] и другие осадочные последовательности

Комплекс терригенных отложений "сверхмелководного" генезиса. Как показывает изучение естественных и буровых разрезов рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов, 1989а; Маслов, Крупенин, 1991] значительную роль в их составе играют своеобразные образования, несущие многочисленные текстуры-индикаторы периодического или частого осушения исходных осадков. Они объединяют широкий спектр осадков - песчаные и песчано-глинистые отложения открытого и полуизолированного, сильно изрезанного побережья и периодически осушавшихся заливов и лагун, а также прибрежно-континентальные отложения, тесно связанные с аллювиально-дельтовыми образованиями, осадки сублиторальных зон прибрежного мелководья, которые составляют основу специфического комплекса отложений "сверхмелководного" генезиса. Наиболее характерные текстурные особенности отложений данного комплекса - многочисленные и разнообразные по форме и амплитуде знаки ряби волнения и, редко, течения с наложенными на них трещинами усыхания, волнистая и косоволнистая слоистость мигрирующей ряби, текстуры заполнения промоин, псевдоморфозы по галиту, мелко- и среднemasштабная косая слоистость, текстуры реактивации, линзовидно-крясая и флазерная слоистость и другие.

В разрезах рифея Башкирского мегантиклинория "сверхмелководные" терригенные отложения известны практически на всех уровнях [Маслов, 1989, 1991; Крупенин, Маслов, 1996; Маслов, Крупенин, 1996]; наиболее широко они распространены среди образований зигальгинской и зигазино-комаровской свит. Мощность слагаемых ими интервалов разрезов (с учетом наличия маломощных интервалов развития ряда сопутствующих фаций) может достигать 200-400 м. Весьма примечательно, что в большинстве изученных разрезов в ассоциации с рассматриваемым комплексом не наблюдаются отложения-индикаторы береговых линий (полос) и/или несомненно континентальные образования, что указывает, по всей видимости, на формирование осадков в плоских, исключительно мелководных водоемах с непостоянными по положению в пространстве периодически пересыхавшими участками, отмелями, подводными банками и т.п. В подобных условиях даже небольшие по

амплитуде колебания уровня воды в бассейне могли вызывать значительные изменения в пространственном положении тех или иных зон.

В настоящее время "сверхмелководные" образования известны практически из всех интервалов верхнего докембрия [Маслов, 1989, 1993]

На юге Норвегии "сверхмелководные" отложения описаны в составе свиты Телемак [Singh, 1968, 1969], где они представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с мульдовидной и перекрестной плоскопараллельной косой слоистостью, многочисленными трещинами усыхания, знаками ряби, мелкой линзовидной и флазерной слоистостью

Терригенные "сверхмелководные" отложения, мощностью до 800 м, описаны Е Крессман [Cressman, 1985] в разрезах формации Причард надсерии Белт Другим примером образований подобного рода являются здесь пестроцветные аргиллиты, тонкозернистые песчаники и доломитистые аргиллиты, тонкозернистые песчаники и доломитистые аргиллиты формации Сноуслип [Horodyski, 1983] Почти по всему разрезу данного подразделения в породах можно видеть косую, волнистую и линзовидную слоистость, знаки ряби и флазерную слоистость, что предполагает частые флуктуации энергии среды осадконакопления, широко распространены трещины усыхания, плоскообломочные аргиллитовые брекчии и другие текстуры.

Приливно-отливные отложения, осадочные комплексы ваттов и прибрежных, крайне мелководных зон бассейна описаны в разрезах мукунской (лабазтахской) и усть-ильинской свит нижнего рифея Анабарского массива [Беляков, 1966] Они представлены пачками переслаивания аргиллитов и алевролитов с широким развитием таких текстур как мелкая асимметричная рябь волнения и течения, перекрестная слоистость, гироглифы, а на нижних поверхностях напластования алевролитов - сленки с трещин усыхания Накопление осадков происходило в условиях "крайнего мелководья где само понятие береговой линии условно" [Беляков, 1966] Здесь же, в разрезах котуйканской свиты, среди карбонатных отложений также известны образования исключительно мелководного и "сверхмелководного" генезиса, в том числе осадки мелководных эфемерных бассейнов [Вейс, Петров, 1994]

В Туруханском районе к отложениям рассматриваемого типа относятся песчано-алевролитово-аргиллитовые образования стрельногорской (безыменской) свиты среднего рифея и ряд других уровней [Мирошников, 1968, Петров, 1993. Вейс, Петров, 1994] По данным А Е Мирошникова, для стрельногорского уровня, где развиты пакеты и пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, характерны различные знаки ряби, трещины усыхания, гироглифы, градационная, мульдовидная, волнистая и линзовидная слоистость Литолого-геохимические особенности пород также свидетельствуют о формировании осадков безыменской свиты в опресненных условиях [Баженова и др. 1981]

В разрезах рифея Енисейского края "сверхмелководные" образования периодически осушавшихся зон бассейна известны среди отложений сосновской, потоскуйской, погорюйской, шунтарской и токминской свит [Семихатов, 1962, Рифейские отложения, 1973, Грибов, Гурвич, 1981а, 1981б, Хабаров, 1994]

На многих уровнях рифея в Учуро-Майском регионе также описаны "верхнемелководные" отложения. Наиболее ярко они представлены в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея [Семихатов, Серебряков, 1983; Вейс, Семихатов, 1989, Вейс, Петров, 1994], где наблюдаются небольшой мощности пакеты и пачки тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами периодического осушения, а также различные типы фитогенных карбонатных пород. Формирование терригенно-карбонатных отложений омахтинского уровня имело место в обстановках приливно-отливных равнин, пересыхавших мелководных лагун, верхней и нижней частей литорали [Вейс, Петров, 1994].

Отложения терригенного мелководно-морского комплекса установлены в типовом разрезе рифея практически на всех уровнях развития терригенных осадков, за исключением, бирьянского и навышско-чудинского. Данный комплекс объединяет различные по гранулометрии песчаники (и алевролиты), пакеты и пачки чередования их с алевролитами и глинистыми сланцами, а также алевролитоглинистые последовательности с редкими прослоями песчаников и преимущественно пологоволнистым чередованием различных литологических типов пород. По особенностям состава осадков и общему характеру их соподчиненности в разрезах выделяется ряд разновидностей отложений данного комплекса, подробная характеристика которых приведена мною ранее [Маслов, 1991, 1993].

Наиболее ярким примером отложений данного комплекса являются пачки пологоволнистого чередования мелкозернистых глауконито-кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, имеющие широкое развитие в разрезах инзерского и укского уровней верхнего рифея. На мелководно-морской генезис данных образований указывают и результаты геохимических исследований [Гареев, 1988, 1989].

Отношение песчаники(+алевролиты)/аргиллиты варьирует здесь от 1:1-2 до 1:15-20. Благодаря устойчивости к выветриванию песчаники и алевролиты хорошо выделяются среди относительно "мягких" сланцев и наглядно подчеркивают свойственную рассматриваемым отложениям слоистость двух порядков. Слоистость первого порядка выражена чередованием различных литологических типов пород. Мощность индивидуальных прослоев варьирует от 3-5 до более 15-25 см (редко). Слоистость второго порядка внутрипластовая. Алевролиты, как правило, обладают массивной, неслоистой текстурой. Для песчаников характерны косая, косоволнистая или линзовидно-косая слоистость, знаки ряби на верхних поверхностях напластования пород, а на нижних - разнообразные механоглифы. При расколе по напластованию на поверхностях песчаников можно видеть текстуры первичной линейности течения, свидетельствующие о накоплении исходных осадков в условиях верхнего режима потока. В прослоях сланцев иногда присутствуют четковидные линзочки песчано-алевролитового материала с тонкой пологой косой слоистостью. Мощность описываемых образований варьирует от 10-15 до почти 100 м. Иногда окраска аргиллитов может быть не только серой или зеленовато-серой, но и (прослоями) темно-вишневой или красно-коричне-

вой. В ряде разрезов верхней части инзерской свиты среди пакетов переслаивания данного типа присутствуют уплощенные линзы строматолитовых карбонатов; аналогичные им образования есть и в разрезах авзянской свиты.

Другими разновидностями описываемых образований являются пакеты и пачки неравномерного чередования мелкозернистых песчаников и алевролитов с примерно тем же набором первичных седиментационных признаков и более или менее однородные пачки алевролитов или мелкозернистых песчаников с тонкой горизонтальной слоистостью и, на ее фоне, маломощными косоволнисто-, волнисто- и пологокосослоистыми интервалами.

На ниже- и среднерифейском уровнях эталона пакеты и пачки аналогичного строения развиты также достаточно широко [Маслов, 1988, 1989, 1993], для них, однако, не типично присутствие глауконита, а наличие тонкодисперсного углеродистого материала обуславливает преимущественно темную окраску.

Терригенные образования прибрежного и мелководно-морского генезиса слагают подавляющее большинство известных разрезов рифея эти- и перикриатонного типов. Так, в разрезах серии Хедмарк на севере Норвегии прибрежные и мелководно-морские отложения наблюдаются в разрезах Кварцитов Атна, в составе формации Броттум и на ряде других уровней [Nustien, 1982]. Песчаники в чередовании с аргиллитами образуют в разрезах формации Броттум утоняющиеся и огрубляющиеся вверх по разрезу циклотемы. Формирование их происходило, соответственно, при прогрессивном погружении и обмелении бассейна. В Финнмаркене Д. Хобдеем и Х. Редингом [Hobday, Reading, 1972] среди верхнедокембрийских отложений описаны многочисленные пачки и толщи, являющиеся по совокупности признаков, мелководно-морскими образованиями, формирование которых было обусловлено взаимодействием "стабильного" и штормового режимов седиментации.

Терригенные последовательности нижней части серии Фарчайлд Лейк (базальное подразделение надсерии Вернеке на севере Канадских Кордильер) также представлены преимущественно мелководно-морскими образованиями [Delaney, 1981] тонко- и среднеплитчатыми алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, среди которых в виде маломощных прослоев наблюдаются известняки с терригенной примесью. Наиболее типичные для них текстуры - параллельная, пологоволнистая, линзовидная и косая слоистость знака ряби, слепки нагрузки и струй течения и т.п. Мощность их достигает более 3500 м.

Прибрежные и мелководно-морские последовательности слагают многие уровни верхнедокембрийских разрезов Австралийского континента [Plumb, 1979a, 1979b, 1989 и др., Southgate, 1986, 1989, Lindsay, 1987; Donnelly, Crick, 1988, Korsch, Lindsay, 1989, Jackson, Raiswell, 1991, Myers, 1993]. Так, в "геосинклинали Аделаида" верхние горизонты серии Барра представлены повторяющимися пакетами и пачками чередующихся алевролитов, песчаников и карбонатных пород [Preiss, Forbes, 1981, Rowlands, 1973]. Указанные образования рассматриваются как проградационные дельтовые отложения и имеют переходный, между прибрежно- и мелководно-морскими осадками, генезис. В мелководно-морских обстановках формировалась и большая часть отложений под-

ти южных серий Барра - слои Каланна Они представлены тонкослоистыми песчаниками со знаками ряби и доломитистыми алевролитами с прослоями песчаников.

Комплекс морских (удаленных от побережья) терригенных отложений представлен в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория двумя разновидностями [Крупенин, 1986; Маслов, 1991, 1993]. К первой из них относятся тонкозернистые силикокластические осадки - глинистые и алевроглинистые сланцы, аргиллиты, мелкозернистые алевролиты с тонкой горизонтальной, часто прерывистой, слоистостью или массивным обликом. В разрезах каратауской серии это преимущественно зелено- и сероцветные образования, известные на нугушском, бедерышинском и инзерском уровнях, для ниже- и среднерифейских отложений данной разновидности характерна более темная окраска, что обусловлено несколько повышенным содержанием тонкодисперсной органики (например, среди отложений бакальской свиты к данному типу образований относятся мощные, до 200-300 м, толщи черных и темно-серых мелкозернистых алевролитов и глинистых сланцев с мелкой и тонкомасштабной слоистостью, известные на макаровском уровне и в иркусканской пачке малобакальской подсвиты [Крупенин, 1986]. Рассматриваемые отложения ассоциируют с терригенными пачками переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а также карбонатными хемогенными и фитогенными осадками мелководно-морского генезиса. Ко второй разновидности отложений этого типа относятся массивные бесцветные песчаники с бимодальной структурой из разрезов большеинзерской свиты нижнего рифея, формирование которых происходило предположительно за счет массовых потоков. Вверх по разрезу эти образования сменяются преимущественно мелководными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями [Маслов, 1988, 1989].

По периферии Сибирской платформы морские терригенные образования можно видеть в Туруханском районе в разрезах безыменской, деревнинской, мерихинской и мироедихинской свит [Мирошников, 1968, Вейс, Петров, 1994], в Юдомо-Майском прогибе - на нерюенском и усть-кирбинском уровнях [Семилетов, Серебряков, 1983]

К удаленным от берега и, вероятно, умеренно глубоководным образованиям в разрезах надсерии Белт относятся, по данным [Horodyski, 1983], аргиллиты Анне Канни. Мощность их достигает 700 м. Это преимущественно зеленые тонкозернистые алевролиты, аргиллиты и песчаные аргиллиты с тонкими маломощными пропластками тонкозернистых песчаников. В верхней части аргиллитов Анне Канни наблюдаются маломощные оgrabляющиеся фрунклы. В этой части разреза описан ряд текстур мелководного и "сверхмелководного" генезиса, однако в значительной части разреза такие текстуры отсутствуют, что позволяет рассматривать эти отложения как осадки, формировавшиеся вдали от берега и ниже базиса действия штормового волнения (другим примером умеренно глубоководных образований являются ряд толщ формации Причард [Cressman, 1985]. Накопление отложений формации Причард происходило под действием крупной речной системы, при этом обстанов-

ки осадконакопления варьировали от интертайдиальных до, предположительно, нижнесклоновых (с глубинами до 1000 м) Типичными для рассматриваемого подразделения являются пачки тонкого и очень тонкого чередования глинистых алевролитов и алевроитистых аргиллитов, толщина пар слоёв аргиллит-сланец составляет в среднем 1-3 см Мощность подобных образований достигает в ряде случаев более 1600 м

Карбонатные отложения стратотипа рифея также представлены рядом осадочных комплексов.

Комплекс “сверхмелководных” карбонатных отложений объединяет известняки с горизонтальной, косой и косоволнистой, линзовидно-косой и флазерной слоистостью (калькарениты?), трещинами усыхания и значительной примесью терригенного материала пелитовой и, реже, алевроитовой размерности. Пачки карбонатов подобного облика известны в ряде разрезов миньярской и авзянской свит. На нижнесаткинском и нижнеавзянском уровнях к данному комплексу можно отнести толщи среднеплитчатых доломитов с многочисленными, следующими друг за другом через 0,5-1,5 м по мощности прослоями плоскообломочных карбонатных брекчий. К подобным “сверхмелководным” образованиям могут быть отнесены прослои и линзы калькаренитов и мелкообломочных карбонатных седиментационных брекчий, известные в нижних и верхних (в последнем случае в ассоциации со строматолитами) частях карбонатных пачек бакальской свиты. Они имеют мелкую мульдовидную и косоволнистую слоистость; нижние их контакты часто эрозионные. Мощность подобных образований составляет первые метры [Крупенин, 1986, 1990]. К этому же комплексу принадлежат, по-видимому, доломиты с терригенной примесью из верхней части саткинской свиты, вскрытые, по данным Ю.С.Глызина и др. (1977 г.), скважинами на Саткинском рудном поле. Так же как и в случае терригенных “сверхмелководных” образований, зоны накопления описываемых отложений представляли собой, по всей видимости, сложную систему отмелей, банок, островов и окружавших их плоских крайне мелководных депрессий. В разрезах отложения данного комплекса тесно взаимосвязаны с глинисто-карбонатными и карбонатными осадками мелководных и открытых частей бассейна.

Примеры подобных “сверхмелководных” карбонатных и терригенно-карбонатных образований в разрезах рифея мира достаточно многочисленны.

Литоральный, “сверхмелководный”, генезис имеют, по данным Р Кампулайнена [Kumpulainen, 1980], терригенно-карбонатные отложения формации Сторан, серия Тоссасфьоллет, в южной части шведского пояса каледонид. Формация Сторан представлена доломитами с терригенной примесью, доломитистыми кварцевыми песчаниками, глинистыми доломитами и доломитистыми сланцами. Типичной особенностью доломитов являются текстуры типа “птичий глаз”, характерные для карбонатов приливно-отливного генезиса. Другая примечательная черта их - стяжения и конкреции кремнезема, которые также могут являться индикаторами эвапоритовой седиментации в “сверхмелководных”, час-

тично изолированных обстановках побережья [Tucker, 1976, Siedlecka, 1976].

Терригенно-карбонатные "сверхмелководные" отложения известны на многих уровнях рифея Учуро-Майского региона. Наиболее хорошо они выражены по данным М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова [1983 и др.], А.Ф. Вейса и М.А. Семихатова [1989], в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея, где представлены мелким ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами осушения и песчанистых, онколитовых и строматолитовых доломитов. Для терригенных пород базальных частей ритмов характерны отпечатки кристаллов галита, трещины усыхания и зна-ки ряби, карбонатные породы средних частей ритмов характеризуются различными типами косой слоистости и широким развитием микроразмывов. Материалы А.Ф. Вейса и П.Ю. Петрова [1994] свидетельствуют, что формирования рассматриваемых образований имело место в широком спектре обстановок приливно-отливной равнины, в т.ч. в мелководных пересыхавших заливных лагунах, на супралиторали и т.п.

Исключительно интересным примером "сверхмелководных" отложений терригенно-карбонатных последовательностей является разрез нижнего протерозоя-риффея в округе Минг-Томбс, Китай, где описано более 30 различных типов текстур чрезвычайно мелководного генезиса [Tainrui, Gao Jian, 1985]. Наиболее многочисленны они в пакетах и пачках чередования песчаников и алевролитистых аргиллитов, доломитов и мергелей, где можно видеть линзовидную и флазерную слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и синерезиса, интруклястность, знаки заплеска волн и отпечатки капель дождя. В карбонатных породах присутствуют диагональная косая, флазерная и линзовидная слоистость, интерференционная рябь с двойными гребнями, трещины усыхания, пещерности и карманы размыва с интракластами, различные типы строматолитов. Общая мощность отложений, характеризующихся подобным комплексом текстур, достигает, по данным китайских геологов, поразительно большой величины - около 4500 м.

Сублиторальные карбонатные комплексы, близкие по своим текстурным особенностям к "сверхмелководным" образованиям, описаны в разрезах ряда формаций серии Гиллести Лейк среднепротерозойской надсерии Вернеке на севере Канадских Кордильер [Delaney, 1981]. Они представлены горизонтально-косыми слоистыми алевролитистыми доломитами с прослоями доломитистых аргиллитов, присутствуют интервалы с линзовидной, волнистой и флазерной слоистостью, косослоистые доломиты, различные типы плоскогалечниковых и шпелленационных конгломератов, ассоциирующие часто с постройками строматолитов и свидетельствующие о формировании исходных осадков в чрезвычайно мелководных гидродинамически активных обстановках. На поверхности напластования доломитов присутствуют знаки ряби различного типа.

Комплекс карбонатных осадков мелководно-морского генезиса представлен в эталонном разрезе рифея двумя разновидностями. К первой относятся пестроцветные тонкослоистые глинистые известняки и мергели (иногда с прослоями вишнево-красных глинистых сланцев). Текстурные особенности пород указывают на преимущественно мелководные, в различной степени подвижные, обстановки накопления осадков - наряду с горизонтально-

слоистыми разностями наблюдаются известняки и мергели с косоволнистой и мелкой косою слоистостью, прослои плоскообломочных карбонатных брекчий. Формирование рассматриваемых отложений происходило в условиях относительно стабильного тектонического режима. В эталонном разрезе рифея они характерны только для одного уровня - средней части каратауской серии (катавская свита). Литолого-геохимические данные свидетельствуют о том, что накопление отложений этого типа происходило в обстановках близкого к ариднему климата и несколько опресненного бассейна [Крылов, 1979, Маслов, Гареев, 1988]. Изучение латеральных и вертикальных переходов рассматриваемых отложений показывает их взаимосвязь, с одной стороны, с мелководно-морскими терригенными образованиями, а с другой - собственно морскими карбонатными осадками. *Вторая* разновидность представлена известняками и доломитами (в различных соотношениях) с терригенной примесью, прослоями глинистых сланцев и алевролитов (иногда песчаников) и пологоволнистой, косоволнистой или, реже, пологой мелкомасштабной косою слоистостью. Иногда здесь можно видеть прослои и линзы фитогенных пород, а также плоскообломочные карбонатные брекчии. Общий тектурный облик описываемых образований предполагает формирование их выше уровня действия штормового волнения в умеренно активных мелководных или переходных к прибрежным обстановках. В разрезах эталона рифея эти образования взаимосвязаны с карбонатными осадками умеренно глубоководных зон и терригенными пачками и толщами переслаивания мелководно-морского генезиса. Наиболее типичны они для нижнесаткинского и малобакальского уровней нижнего рифея, ряда разрезов авзянской и миньярской свит, а также подинзерских слоев.

Известняково-доломитовая последовательность (до 1200 м мощностью) серии Элеонора Бей в центральной части Восточной Гренландии, датируемая верхним рифеем, представлена почти нацело карбонатными породами - фитогенными (строматолитовыми, оолитовыми и тизолитовыми) известняками и доломитами, а также ассоциирующими с ними рудитами, аренидами и лютидами. Присутствуют также пласты внутриформационных конгломератов значительной мощности - результат эрозии строматолитовых биогермов. В интервалах, где развиты оолитовые и тизолитовые разности карбонатных пород, можно видеть косую слоистость и гигантские знаки ряби, имеющие амплитуду до 10-20 см и длину до 1,5 м. Формирование всего этого сложнопостроенного подразделения имело место в мелководных и прибрежно-морских, а также, редко, приливных обстановках [Green et al., 1988].

Другим примером сложного сочетания в карбонатных разрезах собственно бассейновых (ниже базиса действия штормовых волн) и мелководных, в т.ч. сублитторальных, отложений является формация Баклундтоппен, многочисленными разрезами которой вскрыты в серии береговых обнажений и нунаатаках на Нью Фрисланд и Земле Олафа V. Формация Баклундтоппен представлена примерно 600-метровой толщей известняков и доломитов с подчиненными им прослоями алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. В нижней ее части (примерно на протяжении 200-250 м от подошвы) преобладают оолитовые и тизолитовые известняки. Формирование всех этих отложений и место, по всей

мелководности, в чрезвычайно мелководных водоемах, для периферических частей которых были типичны постоянные сильные волнения. Более высокие уровни формирования Баклундтоппен складываются преимущественно массивными строматолитовыми доломитами и тесно связанными с ними плоскообломочными конгломератами, прослоями и микропачками микролитовых и пизолитовых разностей [Knoll, Swett, 1990, Knoll et al., 1989].

Подстилающие формацию Баклундтоппен, Конгломераты Дракен, так же формировались преимущественно в мелководно-морских обстановках. Мощность их оценивается в 180-300 м, основную роль в разрезах данного литостратиграфического подразделения играют хемогенные и фитогенные доломиты с подчиненными им прослоями кварцевых песчаников и кремнистых плитняков (flags). Фитогенные доломиты представлены строматолитовыми, оолитовыми и пизолитовыми разностями, в ассоциации с ними присутствуют так же внутрiformационные плоскогалечниковые конгломераты Специфической группы пород в Конгломератах Дракен - пластинчатые (плоскообломочные - А М и др.) конгломераты, состоящие из фрагментов черных кремней и арциллитов, окруженных в плохоотсортированный калькарентитовый матрикс. По данным Э Полла и К Свита [Knoll, 1982a, 1982b, Knoll, Swett, 1990], накопление рассматриваемых образований происходило в спокойных субтайдиальных (мелководно-морских) обстановках, возможно в частично отшнурованных заливах или лагунах. Конгломератные прослои фиксируют периодическое возникновение турбулентных штормовых волнений, способствовавших частичному размыту микробиальных матов.

В восточной части Шницбергена, в разрезах формации Наннберг, серия Гюалдтоппен (надсерия Мурчисонфьорден) можно видеть, по данным Э Полла [Knoll, 1984], переход вверх по разрезу от нормально морских субтайдиальных образований (серые и темно-серые известняки и доломитистые известняки) к изогнутым, интер- и супратайдиальным отложениям, представленным грубокристальными обломочными известняками, строматолитовыми известняками в ассоциации с калькарентитами и плоскообломочными конгломератами, выполняющими часто промоины и ложбины между биогермами, а также волнисто-истовыми доломитами с трещинами усыхания.

Для ряда уровней стратотипического разреза рифея наблюдается присутствие строматолитовых и микрофитолитовых карбонатных образований, однако в полном смысле термина Б.М.Келлера "карбостромовая формация" характерна только для миньярского, подинзерского и усского уровней каравая. Эти образования могут быть отнесены к комплексу мелководно-морских карбонатных, преимущественно фитогенных, осадков. Рассматриваемый комплекс представлен известняками, доломитистыми известняками и доломитами со столбчатыми строматолитами. Изучение текстурно-структурных особенностей вмещающих строматолиты пород показывает, что формирование их происходило преимущественно вне зон активных гидродинамических обстановок. В эталонном разрезе рифея мы имеем дело в основном с сублиторальными фитогенными образованиями; признаки их роста в литоральных зонах бассейна наблюдаются крайне редко [Крылов, 1963, 1983].

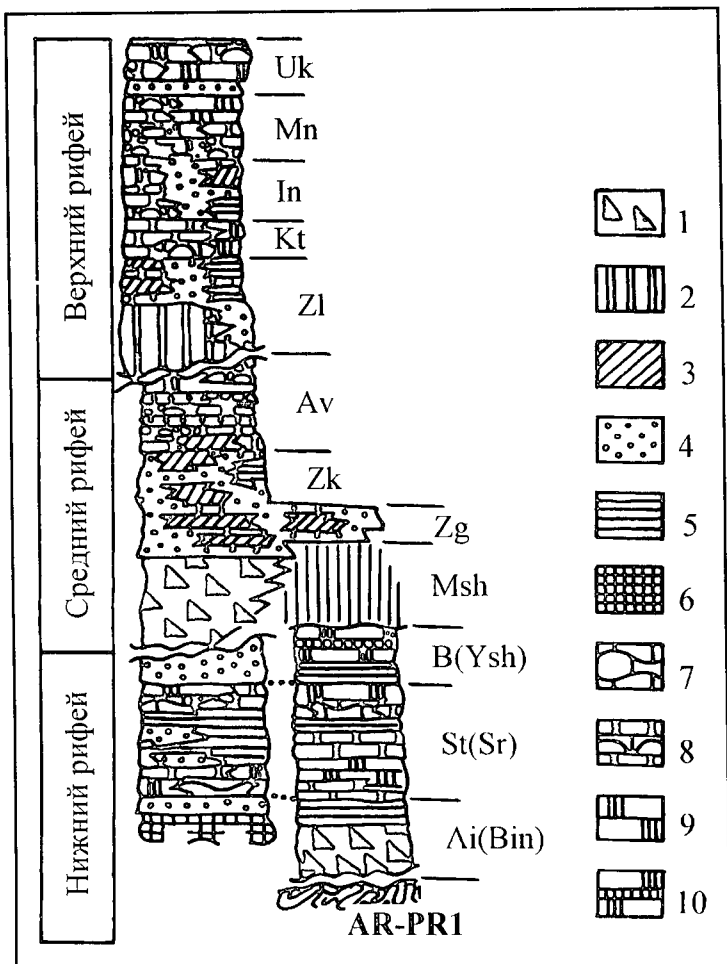


Рис. 2. Схема вертикального распределения комплексов отложений различного состава и генезиса в типовом разрезе рифея.

Комплексы 1 - вулканогенно-терригенных, преимущественно конглюативных и прибрежно-морских, отложений, 2 - терригенных, преимущественно аллювиальных и аллювиально-дельтовых, отложений; 3 - терригенных отложений прибрежно-морского и "сверхмелководного" генезиса, 4 - терригенных мелководно-морских отложений, 5 - морских (удаленных от побережья) терригенных отложений, 6 - терригенных отложений умеренно глубоководного генезиса (отложения гравитационных потоков?); 7 - "сверхмелководных" и прибрежно-морских карбонатных отложений, 8 - карбонатных осадков мелководно-морского генезиса, в том числе и фитогенных образований; 9 - морских карбонатных отложений; 10 - специфический комплекс переслаивания толщ терригенных и карбонатных осадков "сверхмелководного", мелководно-морского и умеренно-глубоководного генезиса.

AR-PR1 - архейско-раннепротерозойские образования Тараташского массива; свиты: Ai (Bin) - айская (большеинзерская); St (Sr) - саткинская (суранская); B (Ysh) - бильская (юшинская); Msh - машакская; Zg - зигальгинская; Zk - зигазино-комаровская; Av - авзянская; Zl - зильмердакская; Kt - катавская; In - инзерская; Mn - мненьянская; Uk - укская

На миньярском и подинзерском уровнях можно видеть толщи строматолитовых карбонатов общей мощностью до 150-300 м. В разрезах юрматиния строматолитосодержащие карбонаты характерны для некоторых пачек инзянской свиты, а в разрезах нижнего рифея они наблюдаются в основном в верхней части нижнекусинской подсвиты саткинской свиты и ряде пачек бильского уровня [Крылов, 1963; Стратотип рифея..., 1983]. Однако, по сравнению с верхним рифеем, на более низких уровнях стратотипа строматолитовые разности пород слагают не более 5-7% от суммарной мощности карбонатных пачек и толщ и имеют скорее корреляционное (стратиграфическое) значение, нежели указывают на устойчиво существовавшие специфические обстановки осадконакопления. В связи с этим представляется вполне возможным считать, что рассматриваемый комплекс отложений характерен в стратотипическом разрезе рифея только для каратавия.

Комплекс морских карбонатных отложений объединяет известняки и доломиты, накапливавшиеся в относительно глубоководных (удаленных от побережья?) открытых участках бассейна. Они характеризуются преимущественно тонкой горизонтальной слоистостью или массивным обликом и почти полным отсутствием терригенной примеси.

Анализ вертикальной последовательности описанных выше комплексов (рис. 2) вкпе с данными по палеогеографии, палеотектонике, палеоклимату и составу песчаниковых последовательностей эталонного разреза рифея позволяет наметить основные черты палеогеографии и эволюции процессов осадконакопления и дает возможность реконструировать историю развития существовавших в раннем, среднем и позднем рифее на западном склоне Южного Урала фрагментов бассейнов седиментации³⁹.

2.7. Основные черты латерального распределения осадочных комплексов в разрезах рифея западного склона Южного Урала и эволюция бассейнов седиментации

Анализ латеральных соотношений описанных выше терригенных и карбонатных литолого-фациальных комплексов в разрезах каждой из подсвит типового разреза позволил составить серию схем их распределения на территории современного Башкирского мегантиклинория, краткой характеристике которых и посвящен данный раздел.

³⁹ Сочаождение на территории Башкирского мегантиклинория континентальных и морских ландшафтов, достоверно реконструируется только для начала айского и зильмердакского "времени" 13 течение остальных "эпох" преобладали "сверхмелководные", мелководные, и, в меньшей мере, умеренно глубоководные обстановки

2.7.1. Ранний рифей

Для айско-большеинзерского уровня схемы распределения литолого-фациальных комплексов могут быть построены для двух срезов⁴⁰. *Первый* и. н. включает отложения нижней части айской свиты и, предположительно две нижние подсвиты большеинзерской свиты, практически лишенные карбонатных пород⁴¹. *Второй* срез характеризует время накопления отложений верхней части айской свиты и, условно, третьей подсвиты большеинзерской свиты. Для саткинско-суранского уровня предполагается возможным параллелизовать подсвиты, считая, в первом приближении, их границы более или менее синхронными. Для бакальско-юшинского уровня первому срезу соответствуют отложения макардовской подсвиты бакальской свиты, а также вязовской и нижней части багарыштинской подсвит юшинской свиты, второму - малобакальской и сухинской подсвит, вкуче с образованиями верхов багарыштинской подсвиты.

Начало айско-большеинзерского "времени" характеризовалось отчетливой субмеридиональной (с северо-восточным трендом) зональностью в распределении осадочных комплексов (рис. 3, 4, а)⁴². На северо-востоке мегантиклинория, по периферии и скорее всего также "поверх" Тараташского массива, формировался мощный комплекс преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных грубообломочных с вулканитами терригенных отложений (навышская подсвита В.И.Петрова и др.), который сменялся в юго-западном направлении образованиями аллювиально-дельтовой равнины (липовские песчаники и др.). В центральных районах Башкирского мегантиклинория данному интервалу времени предположительно отвечает накопление умеренно глубоководных песчано-глинистых осадков нижней и средней частей большеинзерской свиты.

В конце айско-большеинзерского "времени" произошло существенное изменение облика накапливавшихся на рассматриваемой территории образований (рис. 4, б). Как в центральных, так и северо-восточных районах Башкирского мегантиклинория преимущественное развитие получили бассейновые отложения; в первой из указанных зон это были мелководно-морские терригенно-карбонатные образования (верхняя часть большеинзерской свиты), а во второй - преимущественно тонкозернистые силикокластические осадки кисеганско-сунгурского уровня айской свиты, в той или иной мере обогащенные тонкодисперсной органикой.

⁴⁰ Подробная аргументация в пользу выбора используемых далее "временных срезов" раннего рифея приведена ранее [Маслов, 1997б]

⁴¹ На схемах распределения осадочных комплексов показаны соотношения преобладающих (для тех или иных срезов) их типов, имеющие незначительную мощность образования в расчет не принимались

⁴² Следует еще раз подчеркнуть, что при последовательной характеристике смены снизу вверх по разрезу гипа рифея осадочных комплексов различного генезиса и рассмотрении их латеральной соподчиненности мы имеем дело каждый раз с неким "усреднением" реальной ситуации, что обуславливает, в частности, "достаточно резкие" в ряде случаев изменения их пространственного соотношения при переходе от одного стратиграфического уровня к другому

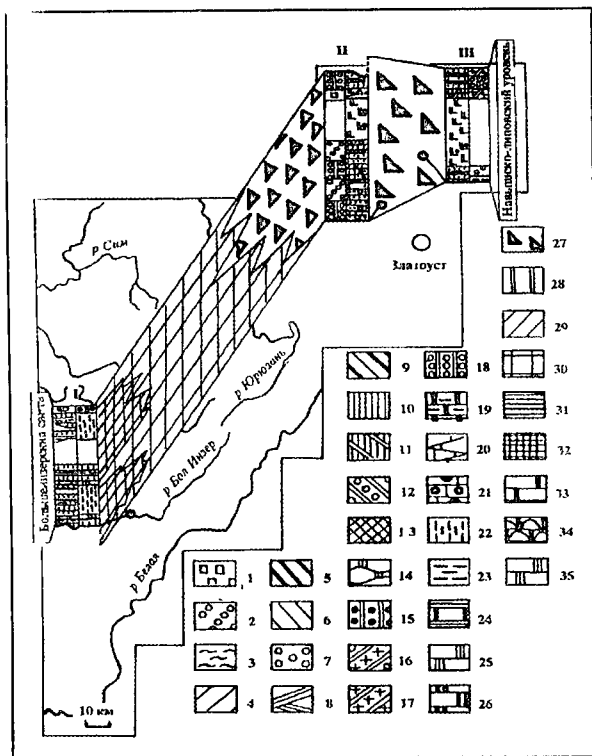


Рис. 3 Принципиальная схема взаимоотношений комплексов отложений различного генезиса в разрезах нижней части айской и большезерской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Разрезы I - по р Большой Инзер ниже устья р Суран, II - юго-западная окраина Тараганского массива, III - руч - Черный Ключ. Послелые описания разрезав приведены в работе [Маслов, Крупнин, 1991].

1 - делювиально-пролювиальные отложения. 2-26 - фации: 2 - гравийно-песчаных осадков русел рек, 3 - песчаных осадков прирусловой части поймы, 4 - песчано-алевритоглинистых

осадков аллювиально-дельтовых, периодически заливавшихся и осушавшихся равнин; 5 - песчано-алевритоглинистых осадков прибрежно-континентальных, периодически заливавшихся равнин; 6 - герцигово-карбонатных осадков прибрежно-континентальных равнин, 7 - песчаных осадков лигорали; 8 - песчаных осадков пляжей; 9 - песчано-алевритоглинистых осадков "сверхмелководных" зон и периодически заливавшихся и осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин; 10 - алеврито-песчаных осадков прибрежного слабо подвижного мелководья, 11 - песчано-гравийных осадков прибрежного подвижного мелководья, 12 - алеврито-песчаных осадков прибрежного подвижного мелководья, 13 - глинисто-алевритопесчаных осадков районов интенсивных подводных течений; 14 - карбонатных осадков подвижного прибрежного мелководья, 15 - глинисто-алевритопесчаных осадков малоподвижного мелководья; 16 - алеврито-песчаных осадков умеренно подвижного мелководья; 17 - песчаных осадков подвижного мелководья морского бассейна; 18 - песчаных осадков сильно подвижного мелководья, 19 - известково-алевритовых осадков относительно удаленных участков мелководья, 20 - карбонатных фитогенных осадков умеренно и слабо подвижного мелководья, 21 - глинисто-известковых осадков открытого мелководья, 22 - песчано-алевритовых осадков умеренно глубоководных и удаленных зон, 23 - глинисто-алевритовых осадков удаленных от побережья и умеренно глубоководных зон, 24 - глинисто-карбонатных осадков (толщи переслаива-

отложений в южной части бассейна, 25 - известковых осадков наиболее открытых частей бассейна; 26 - комплексы отложений различного состава и генезиса: 27 - мелководно-прибрежно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-континентальных; 28 - терригенных, аллювиальных и аллювиально-дельтовых; 29 - терригенных прибрежно-морских, в т.ч. "сверхмелководных"; 30 - терригенных мелководно-морского генезиса; 31 - тонкозернистых терригенных умеренно глубоководных и удаленных от побережья зон бассейна; 32 - терригенных умеренно глубоководных (отложения гравитационных массовых потоков); 33 - мелководно-морских карбонатные образования; 34 - карбонатных сублиторальных (прибрежно- и мелководно-морских) фитогенных (преимущественно строматолитовых) отложений; 35 - карбонатных отложений удаленных от побережья открытых зон бассейна.

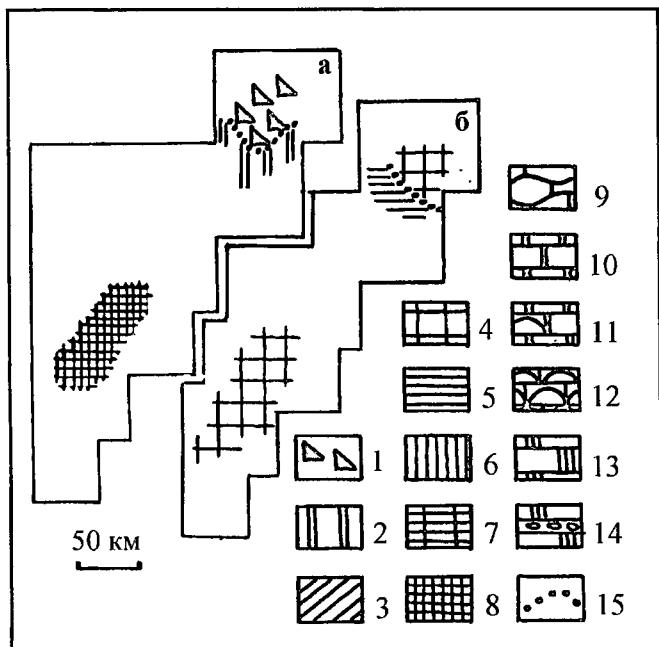


Рис. 1
Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на нижне- (а) и верхнеайском (б) уровнях нижнепериферия Башкирского мегантиклинория.

1 - комплекс вулканогенно-терригенных, преимущественно континентальных и прибрежно-морских отложений; 2 - комплекс терригенных, преимущественно аллювиальных и аллювиально-дельтовых,

отложений; 3 - комплекс терригенных отложений прибрежно-морского и "сверхмелководного" генезиса; 4 - комплекс терригенных мелководно-морских отложений; 5 - комплекс морских (удаленных от побережья) терригенных отложений; 6 - силикокластические образования преимущественно "сверхмелководного" генезиса (отложения литоральных и перилиторальных зон); 7 - области периодического или частого чередования обстановок накопления мелководных и "сверхмелководных" терригенных отложений; 8 - умеренно глубоководные терригенные осадки (отложения гравитационных потоков?); 9 - комплекс "сверхмелководных" и прибрежно-морских карбонатных отложений; 10 - комплекс карбонатных осадков мелководно-морского генезиса; 11 - то же, при подчиненной роли фитогенных осадков; 12 - комплекс мелководно-морских карбонатных, преимущественно фитогенных, осадков; 13 - комплекс морских карбонатных отложений; 14 - то же, с многочисленными прослоями карбонатных синсе-

ментационных брекчий типа темпеститов; 15 - предполагаемые границы распространения комплексов

Исходя из этого, можно предполагать, что в центральных районах мегантиклинория на фоне продолжавшегося нарастания трансгрессии, произошло, по-видимому, заполнение осадками ранее существовавшей впадины, в которой в начале *“айско-большеинзерского”* времени накапливались гравитационные алевроито-песчаные отложения. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория, где на смену преимущественно континентальным образованиям пришли морские силикокластические отложения, имело место, вероятно, заметное расширение бассейна и миграция береговой зоны на северо-восток (?). Это способствовало, по-видимому, значительному *“усреднению”* обстановок осадконакопления на всей территории Башкирского мегантиклинория.

Нарастание трансгрессии и сопровождавшая ее пенеппенизация источников сноса обусловили преимущественное накопление в т.н. саткинское *“время”* тонкозернистой силикокластики и карбонатных образований.

В *“раннекусинский век”*, соответствовавший времени формирования отложений нижекусинской и миньякской подсвит саткинской и суранской свит, на северо-востоке Башкирского мегантиклинория в обстановке открытого шельфа формируются мощные толщи доломитов с прослоями известняков, глинистых сланцев и плоскообломочных карбонатных брекчий (рис. 5, а). Периодически здесь создавались благоприятные условия для формирования пластово-желваковых и столбчатых строматолитов.

В центральных районах мегантиклинория для данного времени впервые может быть намечен переход с востока на запад от карбонатных образований открытого шельфа к отложениям прибрежно-морского облика. Однако, это не более чем некая тенденция, отраженная повышенным содержанием в карбонатных породах более западных разрезов терригенной примеси и не имеющая своего выражения в каких-либо других признаках.

В *“позднекусинский век”* (время накопления отложений верхнекусинской и бердагуловской подсвит саткинской и суранской свит) упоминавшаяся выше тенденция также прослеживается. В центральных районах мегантиклинория в разрезах бердагуловской подсвиты с востока на запад можно как будто бы видеть постепенную смену бассейновых осадков все более и более мелководными (т.е. вырисовывается переход от более дистальных комплексов к менее) (рис. 5, б). Сопоставляемые с рассматриваемыми отложениями на северо-востоке образования верхнекусинской подсвиты представлены преимущественно доломитами с многочисленными прослоями и линзами плоскообломочных брекчий и горизонтами развития пластово-желваковых строматолитов. Последние формировались в основном в достаточно спокойных по гидродинамике условиях.

Время накопления отложений половинкинской и ангастакской подсвит характеризовалось, как это следует из данных о текстурно-структурных особенностях слагающих их образований, преобладанием спокойных и относительно глубоководных (ниже базиса штормового волнения ?) обстановок

(рис. 5, в). На северо-востоке Башкирского мегантиклинория тонкозернистая силикокlastика рассматриваемого интервала времени характеризовалась примесью тонкодисперсной органики, тогда как в центральных районах мегантиклинория преобладало накопление илов не содержащих органического вещества.

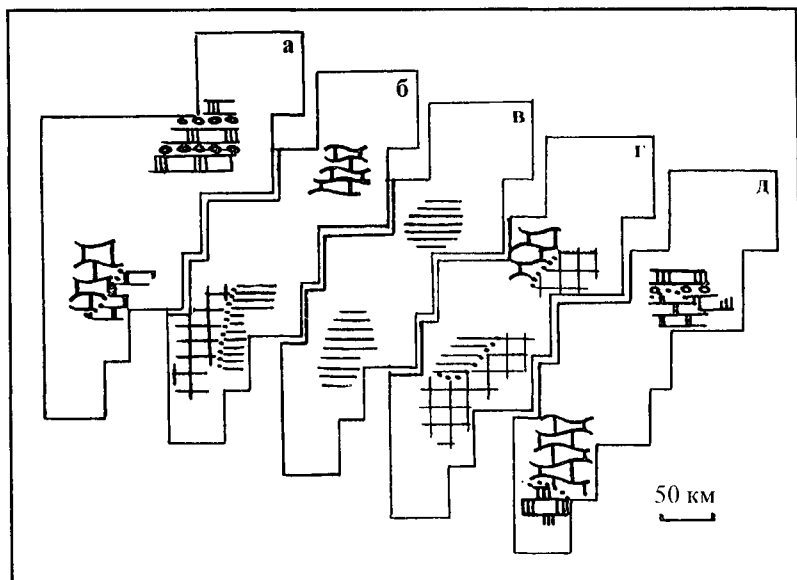


Рис. 5. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на нижне- (а) и верхнекусинском (б), половинкинском (в), нижне- (г) и верхнесаткинском (д) уровнях нижнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см на рис 4

“*Раннесаткинский век*” вновь обнаруживает появление в рассматриваемой части раннерифейского бассейна определенной дифференциации обстановок накопления осадков и, как следствие этого, формирование ряда различных осадочных комплексов (рис. 5, г). На северо-востоке Башкирского мегантиклинория наблюдается смена с запада на восток карбонатных отложений преимущественно прибрежно-морского облика (на это указывает главным образом заметное количество в доломитах терригенной примеси, терригенными мелководно-морскими осадками (т.н. “*сибирская фация*” саткинской свиты М.И.Гарая). В центральных районах мегантиклинория, напротив, с востока на запад наблюдается переход от мелководно-морских терригенных образований к более тонкозернистым собственно бассейновым

никокластическим осадкам. Противоположность тенденций в смене не только “более прибрежных” образований “более бассейновыми” на северо-востоке и в центральной части мегантиклинория подчеркивает, вероятно, усиление рассматриваемого фрагмента раннерифейского седиментационного бассейна в фазу устойчивого осциллирования обстановок от мелководно-континентально-морским при подчиненной роли прибрежных отложений и в основном отсутствии континентальных или близких к ним образований. Пик трансгрессии пришелся при этом на середину саткинского “времени” - т.н. “раннесаткинского-ангастакский век”.

Сказанное выше подтверждается и рассмотрением данных о распределении комплексов отложений различного генезиса на верхнесаткинского-лапшинском уровне нижнего рифея (рис. 5, д). В отличие от предыдущей эпохи, здесь можно видеть не широтную или близкую к ней смену комплексов, а их вариации в субмеридиональном направлении. Так, на северо-востоке Башкирского мегантиклинория с северо-востока на юго-запад наблюдается достаточно быстрая смена доломитов с многочисленными прослоями плоскостраховочных синседиментационных брекчий, имеющих характер близкий к темпеститам [Маслов, 1992], мелководно-морскими карбонатными образованиями.

В центральных районах Башкирского мегантиклинория на данном уровне как будто бы наблюдается переход с севера на юг от прибрежно-морских карбонатных отложений к образованиям собственно бассейнового облика, однако отсутствие между ними каких-либо переходных образований заставляет относиться к этому пока не более как к некой тенденции.

Таким образом, в саткинское “время” имела место смена субширотной дифференциации комплексов отложений различного генезиса на субмеридиональную.

Данная тенденция сохранилась и в начале бакальского “времени”. Для времени накопления отложений нижней подсвиты бакальской свиты и условно сопоставляемых с ней образований вязовской и нижней части багаршинской подсвит юшинской свиты на территории современного Башкирского мегантиклинория можно видеть смену с юга на северо-восток мелководных терригенных ассоциаций умеренно глубоководными тонкозернистыми силикокластическими осадками (рис. 6, 7, а).

Эта же тенденция проявлена в общих чертах и в конце бакальского “времени” (рис. 7, б). Основное отличие “позднебакальского века” от “раннебакальского” заключается в формировании в конце раннего рифея на рассматриваемой части Башкирского мегантиклинория сложного комплекса мелководных и “сверхмелководных” осадков, а в восточных и крайних юго-западных районах - тонкозернистых силикокластических образований умеренно глубоководного генезиса.

Таким образом, в эволюции фрагмента бассейна седиментации, существовавшего в раннем рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория может быть в самом общем виде намечен ряд стадий.

Первая из них связана, по-видимому, с процессами относительно “вя-

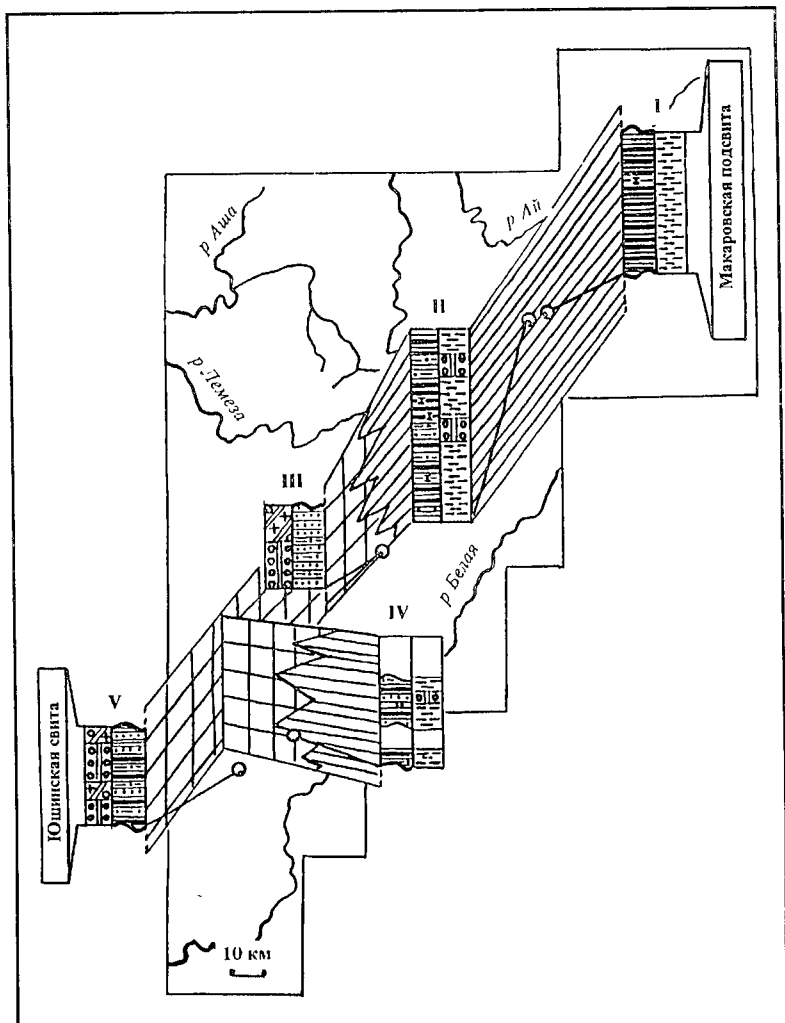


Рис. 6. Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов в разрезах юшинской свиты (нижняя и низы средней подсвиты) и макаровской подсвиты бакальской свиты.

Разрезы: I - скв. 2557 Бакальского рудного поля; II - скв. 2209 там же; III - район горы Ямантау; IV - хр. Большой Шатак; V - ядро Бретякской структуры. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слагающих их пород см. в работе [Маслов, Крупенин, 1991].

Условные обозначения см. на рис. 3

дробления фундамента Восточно-Европейского кратона по типу “расширенного рифтинга” (этим термином нами подчеркивается отличие процесса рифтогенеза в начале раннего рифея, когда происходило дробление краевой территории на достаточно обширной территории от предполагаемого узкого рифтинга в начале среднего рифея, имевшего узколокальное распространение). Имеющиеся в настоящее время данные не свидетельствуют в пользу предположений о формировании в самом начале раннего рифея на рассматриваемой территории системы узких трехлучевых рифтов [Маслов, 1994а, 1994б, 1995]. Напротив, с учетом материалов по глубокому параметрическому бурению и сейсмопрофилированию на территории Западной Башкирии для самого начала раннего рифея вырисовывается близкий к изометричному⁴³ пологий седиментационный бассейн, охватывавший предположительно значительную часть территории современных Пермской, Челябинской, Оренбургской областей, Татарии и Башкирии с неравномерными подбоями отдельных блоков фундамента. Размеры этого бассейна могли достигать 700-800х800-1000 км. Расчлененный рельеф в ряде прилежащих к бассейну районов, контрастное распределение фациальных ассоциаций и мощностей отложений, наличие в некоторых районах вулканогенных образований характерны только для самого начала айского “времени”.

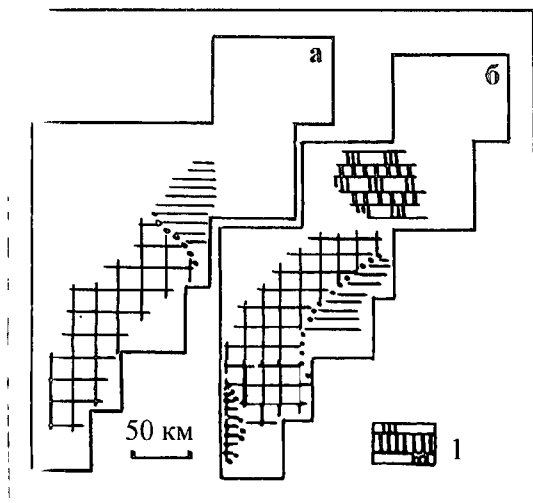


Рис. 7. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на нижне- (а) и верхнебакальском (б) уровнях нижнего рифея Башкирского мегантиклинория.

1 - комплекс чередования терригенных и карбонатных отложений “сверхмелководного”, прибрежно- и мелководно-морского генезиса. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

В последующем (саткинское и бакальское “время”) происходило, по всей видимости, чередование

котловинных и шельфовых обстановок осадконакопления. На котловинных с ограниченной циркуляцией придонных вод, условия накопления тонкозернистых силикокластических последовательностей кисеганско-сунгурского, половинкинского и нижнебакальского уровней указывают текстурно-структурные особенности пород и повсеместное присутствие в них тонко-

При отсутствии (?) раннерифейских комплексов в пределах Среднего Урала

дисперсного органического материала, содержание которого достигает в ряде случаев 1-1,8 и более процентов [Крупенин и др., 1993, 1995; Рыкус и др., 1993]. Для конца времени накопления отложений бакальской свиты предположительно намечается тенденция к обмелению и замыканию морского бассейна и трансформации его в прибрежно-лагунный (или озерный ?) водоем, в котором временами происходило накопление и красноцветных осадков [Крупенин, 1986 и др.]⁴⁴.

2.7.2. Средний рифей

Формирование осадочных ассоциаций среднего рифея, известных на территории современного Башкирского мегантиклинория, также как и раннерифейских, происходило в два или, точнее, три этапа, различавшихся по палеотектоническим, палеогеографическим и палеоклиматическим параметрам.

Машакское "время" (время накопления терригенных и вулканогенных образований машакской свиты). Подробно особенности осадконакопления и палеогеографии времени накопления комплекса вулканогенно-терригенных образований машакской свиты рассмотрены одним из авторов настоящего обзора в специальной работе [Маслов, 1994а]. Ниже приведены лишь краткие выдержки из этой публикации.

Для кузьялгинского *"века"* (начало машакского *"времени"* - время накопления отложений кузьялгинской подсвиты R_2msh) было характерно накопление осадков в мелководных и *"сверхмелководных"* обстановках. В бассейне существовали устойчивые по направлению (с запада и северо-запада на восток) течения. Присутствующие в разрезах кузьялгинской подсвиты конгломераты маркируют положение береговых полос; по своим особенностям они, вероятно, близки к *"галечникам приглубых берегов горных стран"* Д.В. Наливкина [1955]. Палеогеография казавдинского *"века"* определялась, предположительно, почти повсеместными трещинными излияниями⁴⁵ базальтов и формированием близповерхностных тел кислых вулканитов. К западу от рассматриваемой территории существовали, вероятно, пологие поднятия, о чем свидетельствует некоторое увеличение в данном направлении числа прослоев песчаников и появление среди них более грубообломочных разновидностей. Накопление осадков быковского уровня происходило в спокойных, от-

⁴⁴ Четких доказательств этого, однако, до настоящего времени еще не получено.

⁴⁵ Вопрос о том, что представляют собой метабазалты машакской свиты - излившиеся на поверхность потоки и покровы или стволы и субоцласто ориентированные с осадочными образованиями дайки - до настоящего времени не решен, на наш взгляд, удовлетворительного решения. По представлениям А.А. Алексева, П.А. Румянцевой, А.Ф. Ротару, В.П. Парначева, П.П. Швецова и ряда других исследователей, все тела базальтов данного уровня формировались на поверхности и, предположительно, в субэвральных условиях (красноцветная закалка верхних контактов, наличие зон миндалин, ориентированных субпараллельно разделяющим потоки прослоям терригенных пород, плаковые образования в верхних частях тел метабазалтов и др.). В работах А.А. Макушина (неопубликованные данные конца 80-х гг.) предполагается, что значительная часть, если не все, уровней развития метабазалтов в разрезе машакской свиты на хр. Бол. Шагак представлена крупными силами. К сходному выводу пришла и Л.А. Карстен [Карстен и др., 1997].

но и глубоководных (ниже базиса действия штормового волнения) осадках при достаточно пенепленизированных (?) областях размыва. Палеогеографическая ситуация калпакского "века", также как и казавдинского, определялась, вероятно, почти повсеместным формированием основных вулканитов - продуктов трещинных излияний. Позднее, в куянтавское "время" (R_3msh_3), накапливались преимущественно бассейновые осадки. В распределении их по латерали может быть реконструирована определенная закономерность. На севере и, вероятно, северо-западе (в т.н. "Машакской долине") в разрезах подцветы преобладают конгломераты прибрежно-морского генезиса. Юго-восточнее они сменялись песчаными и песчано-алевритовыми осадками зон течений на мелководье; далее на восток и юго-восток они и распространены. По-видимому, песчано-алевритовые и тонкозернистые терригенные (с ОВ) отложения мелкого шельфа. Грубообломочные терригенные образования и вулканиты следующего, каранского, уровня маркируются последнюю в машакское "время" эпоху интенсивных трещинных излияний и, по-видимому, существования контрастного рельефа в области сноса. В конце машакского "времени" на рассматриваемой территории формировались преимущественно мелководные и "сверхмелководные" силикокластические осадки (шакитарско-ямантауский уровень).

Для машакского "времени" в целом достаточно уверенно реконструируется, только прибрежная зона бассейна, маркируемая линзами крупногалечниковых и валунных конгломератов. Собственно континентальные отложения для этого уровня среднего рифея на территории Башкирского мегантиклинория не характерны.

Реконструкция для рассматриваемого интервала среднего рифея латеральных соотношений осадочных комплексов не представляется возможной. В разрезах машакской свиты наблюдается только смена снизу вверх образований комплекса терригенно-вулканогенных, преимущественно прибрежно-континентальных, образований (кузьелгинско-каранский уровень) терригенными отложениями мелководно-морского генезиса (шакитарско-ямантауский уровень).

Анализ текстурно-структурных особенностей отложений *зигальгинского "времени"* показывает, что они представлены преимущественно силикокластическими мелководными ассоциациями и, в подчиненном количестве, осадками периодически осушавшихся зон бассейна [Маслов, 1991, 1993; Маслов, Крупенин, 1991]. Соответственно этому, почти на всей рассматриваемой нами территории в зигальгинское "время" был сформирован комплекс терригенных отложений мелководно-морского генезиса, который предположительно сменялся на северо-востоке Башкирского мегантиклинория силикокластическими осадками, образование которых контролировалось как процессами мелководной седиментации (течения и волнения на мелком шельфе), так и периодическим осушением области осадконакопления (часто наблюдающиеся в тонких сланцевых прослоях среди песчаников в карьерах Бакальской группы месторождения, трещины усыхания, также как и достаточно крупная разнонаправленная, взаимосрезающаяся косая слоистость

барового типа - хорошее тому доказательство) (рис. 8). Преобладающим типом текстур поверхностей напластования песчаников зигальгинской свиты являются разнообразные знаки ряби волнения и течения [Маслов, 1993]; длина их не превышает в большинстве случаев первых сантиметров, иногда на них наложены также трещины усыхания, что указывает на периодическое осушение зон осадконакопления. В начале 70-х гг. на северо-западном борту Центрального карьера рудника Иркусан Л.В.Анфимовым [1972] была описана крупная волноприбойная рябь с длиной волны от 32 до 54 см и амплитудой в среднем около 10 см¹⁶. Многие рифели данной ряби обнаруживали также присутствие текстур сходных с "неполными трещинами усыхания".

Накопление мономинеральных кварцевых песков, типичных для разрезов зигальгинского уровня, сменилось в последующем, в *зигалино-комаровское "время"*, формированием более тонких силикокластических осадков - алевритовых и алеврито-глинистых. Песчаные осадки имели в данный отрезок времени подчиненную роль.

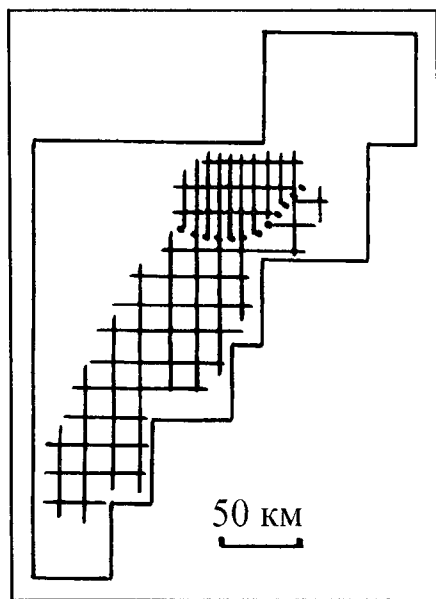


Рис. 8. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на зигальгинском уровне среднего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 4

Для *серегинского "века"*, отсвечающего времени накопления отложений серегинской подсвиты зигалино-комаровской свиты, в центральной части территории Башкирского мегантиклинория реконструируется преобладание силикокластических отложений мелководно-морского генезиса (рис. 9, 10, а). На северо-востоке они сменялись, как и в предыдущую эпоху, отложениями, формирование которых контролировалось как процессами мелководно-морской седиментации, так и периодическим осушением зон осадконакопления.

В центральной части мегантиклинория с запада на восток мелководно-морские терригенные песчано-алевритоглинистые осадки сменяются умеренно глубоководными образованиями и осадками "смешанного генезиса", что выражено здесь чередованием в разрезах пачек пород как обнаруживающих присутствие трещин усыхания, так и без них.

¹⁶ Здесь следует отметить, что рябь столь крупной масштаба может формироваться только в береговых зонах бассейнов исключительно крупных размеров

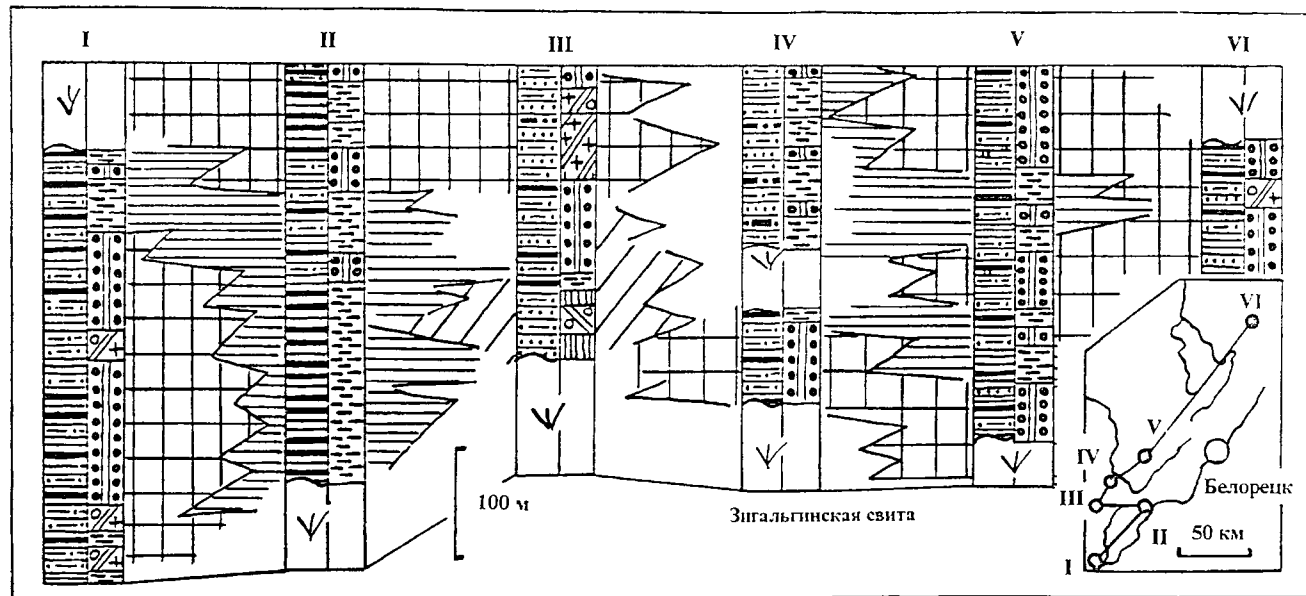


Рис. 9. Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов в разрезах зигаино-комаровской свиты среднего рифея.

Разрезы. I - Авзянская площадь; II - бассейн р.Кухтур; III - р Амбарка Правая; IV - р.Большой Инзер; V - хр.Ерматау; VI - район г.Сатка. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слагающих их пород см. в работе [Маслов, Крупенин, 1991]

Условные обозначения см. на рис. 3

Для двух других уровней зигазино-комаровской свиты, амбарского и туканского, соотношение осадочных комплексов может быть реконструировано только для центральных и южных районов мегантиклинория, т.к. в других зонах Башкирского мегантиклинория полные разрезы этих интервалов не известны [Маслов, Крупенин, 1991].

На **амбарском уровне** распределение комплексов обнаруживает достаточно хорошо выраженную субмеридиональную зональность (рис. 10, б) на севере и юге здесь преобладают отложения преимущественно мелководного генезиса (разнообразные пачки переслаивания алевролитов и глинистых сланцев, алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников и др.), тогда как на широте пос.Верх.Авзян преимущественным распространением пользуются тонкозернистые силикокластические образования.

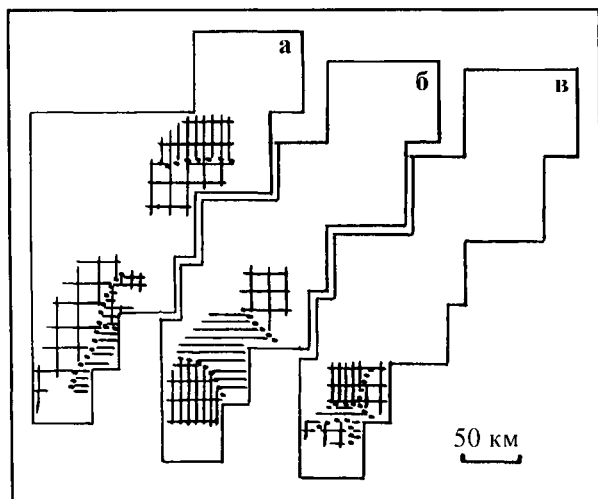


Рис. 10. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на серегинском (а), амбарском (б) и туканском (в) уровнях среднего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см на рис 4

Туканский уровень характеризуется значительно более сложными соотношениями терригенных образований мелко-

водно-морского, бассейнового и “смешанного генезиса” (рис. 10, в), однако относительно полные разрезы данного литостратиграфического подразделения известны только на малой части территории Башкирского мегантиклинория и полученные при их анализе данные вряд ли могут быть распространены на весь мегантиклинорий.

Бассейн осадконакопления зигазино-комаровского “времени” представлял в целом, по-видимому, сложную мозаику периодически и/или часто пересыхавших участков и зон более или менее устойчивой субаквальной седиментации; границы между этими зонами не были постоянными, что, в конечном счете, и обусловило своеобразный облик разрезов данного интервала эталона рифея [Маслов, 1991, 1993].

Авзянский уровень стратотипического разреза рифея имеет весьма сложное строение и представлен широкой гаммой осадочных образований -

“верхмелководными”, прибрежно-морскими, мелководно-морскими и собственно бассейновыми (морскими). Распределение их в разрезах свиты характеризуется рядом закономерностей.

На *катаскинском уровне* в распределении осадочных комплексов можно видеть следующую зональность (рис. 11, а). В южной части мегантиклинория с востока на запад фиксируется переход от прибрежно-морских карбонатных и терригенно-карбонатных образований (хемогенные известняки, глинистые и строматолитовые их разновидности, низкоуглеродистые глинистые сланцы и доломиты с прослоями и линзами плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий и др. [Маслов, 1990, 1997б]) к глинисто-карбонатным отложениям мелководно-морского генезиса. В северном направлении указанные образования сменяются бассейновыми карбонатными осадками, которые, в свою очередь, замещаются в Катав-Ивановском районе строматолитовыми известняками и доломитами. Самые северные (северо-восточные) разрезы катаскинской подсвиты представлены вновь бассейновыми умеренно глубоководными (?) карбонатными образованиями.

Таким образом, если исходить из имеющихся в нашем распоряжении данных по наиболее полным и представительным разрезам рассматриваемого уровня, в самом начале авзянского “*времени*” в области седиментации можно видеть как субширотную, так и субмеридиональную зональность.

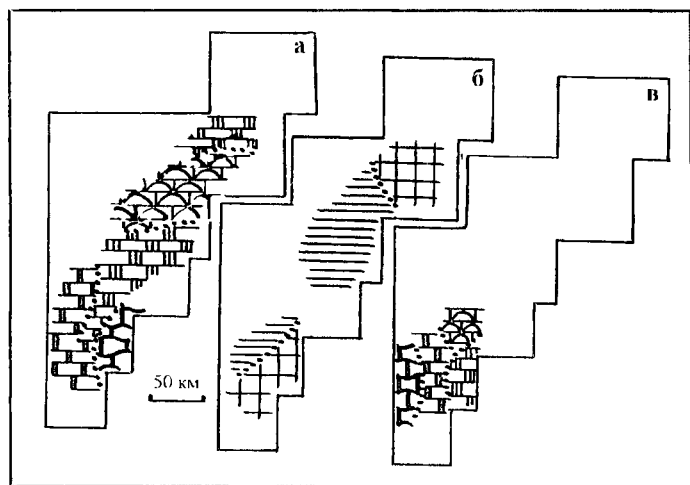


Рис. 11. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на катаскинском (а), малоинзерском (б) и ушаковском (в) уровнях среднего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 4

Для *малоинзерского уровня* в пределах рассматриваемой территории также может быть реконструирована как субширотная, так и субмеридиональная зональность в распределении комплексов отложений различного генезиса (рис. 11, б, 12), причем вторая выражена несколько более отчетливо, нежели первая.

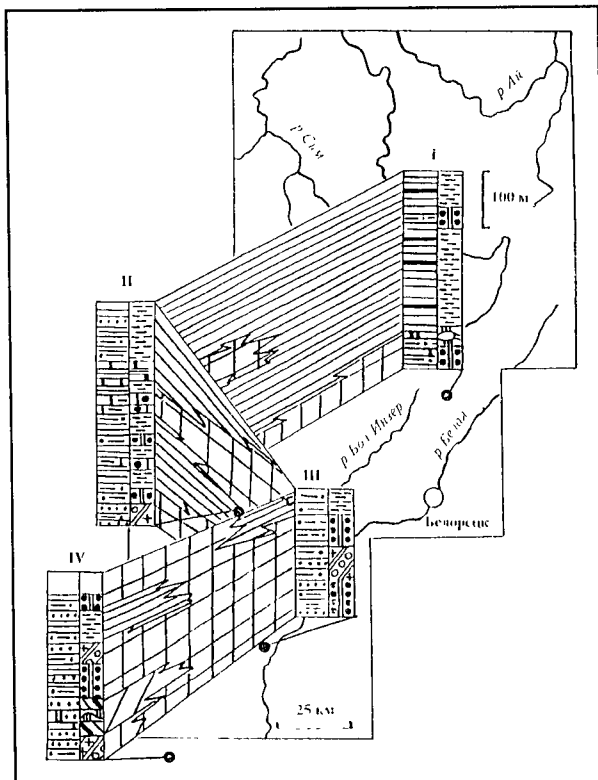


Рис. 12. Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов в разрезах малоинзерской подсвиты авзянской свиты.

Разрезы 1 - р. Терженка, II - нос Тукап, III - нос Верх. Авзян, IV - р. Кулжа. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слогающих их пород см. в работе [Маслов, Кручинин, 1991]

Условные обозначения см. на рис. 3

Второй карбонатный уровень в разрезе авзянской свиты, **ушаковский**, характеризуется зональностью прямо противоположной той, что реконструирована для катаскинского уровня.

Здесь с запада на восток наблюдается отчетливая смена прибрежно-морских отложений мелководными шельфовыми и умеренно глубоководными собственно бассейновыми (**рис. 11, в**). Известные в ряде разрезов ухаковской подсвиты (Инзерский синклипорий и др.) карбонатные породы, принадлежащие комплексу мелководно-морских, преимущественно фитогенных, осадков также хорошо вписываются в подстраивающую их с юга зону мелководно-морской седиментации.

Куткурский уровень в большинстве известных разрезов представлен тонкозернистыми силикокластическими образованиями, имеющими скорее всего умеренно глубоководный генезис [Маслов, 1993, 1997б]. Для крайних юго-западных районов Башкирского мегантиклинория типичны также терригенные мелководно-морские образования (**рис. 13, а**).

Реветский уровень авзянской свиты характеризуется тяготением мелководных хемогенных и фитогенных осадков к самым южным и западным районам Башкирского мегантиклинория (**рис. 13, б**). В крайних западных разрезах для данного уровня характерно замещение мелководных карбонат-

ных отложений терригенными и терригенно-карбонатными толщами перемывания. В северо-восточном направлении мелководно-морские образования сменяются отложениями бассейнового генезиса, подчеркивая, тем самым, сохранение тенденций распределения осадочных комплексов различного генезиса, что, как мы видели выше, была характерна и для куткурского времени".

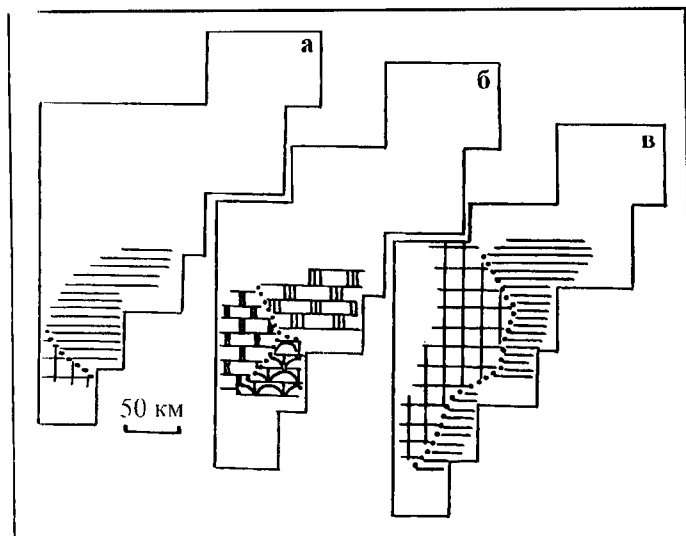


Рис. 13. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на куткурском (а), реветском (б) и тюльменском (в) уровнях среднего рифея Башкирского мегантиклинория. Условные обозначения см. на рис. 4

Завершающий авзянскую свиту *тюльменский уровень* обнаруживает в центральных и южных районах рассматриваемой территории субмеридиональную (в северо-восточных румбах) тенденцию в распределении осадочных комплексов - на востоке это тонкозернистые умеренно глубоководные иликокластические образования, а на западе - комплекс терригенных образований мелководно-морского генезиса (пакеты, пачки и толщи равномерно или неравномерного чередования алевролитов и аргиллитов или алевроитов, песчаников и глинистых сланцев) (рис. 13, в).

В северной части мегантиклинория при сохранении той же общей схемы граница двух указанных комплексов имеет северо-западную ориентировку.

Формирование среднерифейского бассейна началось, таким образом, с накопления мощного вулканогенно-терригенного комплекса отложений преимущественно прибрежного генезиса. Современные структурные планы ранне- и среднерифейского бассейнов в определенной мере дискордантны друг другу. В середине юрматиния имела место вялая (замедленная) трансгрессия на сильно сглаженную сушу и формировался сложный комплекс терригенных мелководных и "сверхмелководных" отложений (зигальгинская и зигазино-комаровская свиты). Собственно шельфовая стадия развития бассейна сессиментации проявлена в среднем рифее не столь отчетливо, как в раннем, и

соответствует, по-видимому, голько середине и концу авзянского “*времени*”

Эволюция среднерифейского бассейна осадконакопления, как мы видим, характеризовалась значительными отличиями от эволюции раннерифейского бассейна. Формировавшиеся в самом начале юрматиния конгломерато-песчаниковоалевролитовые (в ассоциации с вулканитами) последовательности не имеют широкого латерального распространения; в Волго-Уральской области аналоги их, по-видимому, отсутствуют [Романов, Ишчеркаев, 1994]. Осадочные комплексы середины юрматиния имеют значительно более широкое распространение и иные закономерности распределения мощностей. Для всего зигальгинско-авзянского интервала можно предполагать, основываясь на различных группах индикаторов, как гумидные, так и семиаридные климатические обстановки. Палеотектонические обстановки осадконакопления среднего рифея, так же как и в раннем рифее, эволюционировали от активных к пассивным. Для самого начала юрматиния мы не можем реконструировать пологого “*блокового бассейна*”, типичного для ранней стадии “*времени*” и охватывавшего территорию как западного склона Южного Урала, так и Волго-Уральскую область, в то же время для середины и конца среднего рифея существование такого бассейна вполне вероятно.

Наиболее сложным представляется в настоящее время вопрос о типе бассейна осадконакопления начала среднего рифея. Как показано ранее одним из авторов настоящего обзора [Маслов, 1994а], комплекс общегеологических, литологических и палеогеографических данных указывает на отсутствие сходства разрезов вулканогенно-осадочных образований машакской свиты Башкирского мегаантиклинория и осадочного выполнения большинства мезозойско-кайнозойских внутриконтинентальных рифтов, рассматривающихся как модели (эталон) тех или иных геодинамических обстановок интракратонного рифтогенеза. Среди отложений машакской свиты не реконструируются индикаторные для внутриконтинентальных рифтов аллювиальные и озерные комплексы фаций; здесь нет типичной для современных континентальных рифтовых зон “*макрокластогенной*” последовательности крупных формационных единиц; отсутствуют признаки существования системы эшелонированных суббассейнов с прогибноположной “*полярностью*”. Часть из этих несоответствий можно было бы объяснить эволюцией процессов рифтогенеза и, соответственно, типов седиментационных бассейнов связанных с ними во времени, однако, например, для такого рифта как среднерифейский Кивинюуский, все перечисленные выше черты характерны.

Выдержанность состава и строения разрезов всех литостратиграфических подразделений машакской свиты в различных зонах Башкирского мегаантиклинория (Шатакская, Машакская, Узьянская, Кухтурская и др. зоны) и картируемость их практически без резких фациальных изменений вдоль и вкrest регионального палеосклона [Ротару, 1983; Парначев и др., 1986] также предполагают невозможность рассмотрения машакской вулканогенно-осадочной ассоциации как выполнения линейных рифтовых бассейнов, сходных с бассейнами Восточно-Африканской рифтовой области или Провинции Бассейнов и Хребтов.

Пассивный режим середины юрматиния характеризовался длительным существованием своеобразных обстановок осадконакопления - мозаичным чередованием мелководных и "сверхмелководных" (периодически осушавшихся) участков. Подобной стабильной палеогеографической ситуации мы не видим нигде более в разрезах эталона рифея. Отчетливо выражена трансгрессивная тенденция в эволюции среднерифейского бассейна проявлена только начиная с авзянского "времени", когда среди терригенных толщ появились первые пачки карбонатов. Вначале (катаскинская эпоха) они имеют как мелководно-морской, так и прибрежный или "сверхмелководный" генезис. Последние образования, однако, позднее исчезают из разрезов авзянской свиты и преимущественное распространение получают мелководные и умеренно глубоководные доломитовые осадки (ушаковская и реветская "этажи").

Описанное выше развитие палеогеографических обстановок и вертикальная последовательность крупных литолого-фациальных комплексов в разрезе юрматинской серии [Маслов, 1993, 1997а] позволяют не согласиться с существующими в литературе представлениями о появлении к концу среднего рифея на рассматриваемой территории пассивной окраины атлантического типа и, соответственно, океанического бассейна к востоку. Приведенные выше данные показывают, что осадочные ассоциации среднего рифея Башкирского мегантиклинория имеют иной характер вертикальной "организации", нежели это типично для пассивных окраин атлантического типа.

2.7.3. Поздний рифей

Начало позднего рифея, соответствующее времени накопления отложений зильмердакской свиты, характеризовалось формированием широкого спектра фаций [Маслов, 1988 и др.] - от собственно континентальных до удаленных от побережья и умеренно глубоководных. В распределении комплексов отложений различного генезиса и состава на данном уровне наблюдается, в ряде случаев, определенная упорядоченность. Наиболее пестро построены терригенные уровни разреза каратавия - инзерский и зильмердакский, включающий четыре подуровня (подсвиты).

Для времени формирования отложений *бирьянской подсвиты* зильмердакской свиты наблюдается отчетливая последовательная смена с северо-запада на юго-восток ряда комплексов силикокластических отложений (рис. 14, а): 1) аллювиально-дельтового; 2) прибрежно-морского и 3) мелководно-морского. Параллельно существенно снижается их мощность.

Игушский уровень характеризуется примерно той же общей закономерностью латеральной смены комплексов отложений различного генезиса, однако в целом для него не типичны континентальные образования, напротив, существенную роль играют здесь тонкозернистые силикокластические осадки умеренно глубоководного генезиса (накапливавшиеся ниже базиса штормового волнения) и отложения комплекса терригенных осадков мелководно-морского генезиса (рис. 14, б).

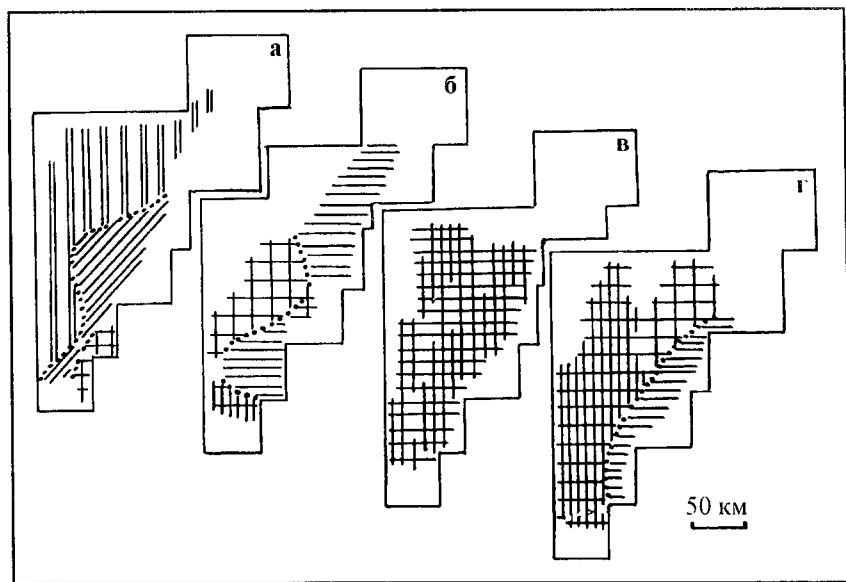


Рис. 14. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на бирьянском (а), нугушском (б), лемезинском (в) и бедерышинском (г) уровнях верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 4

Лемезинский уровень зильмердакской свиты практически на всей территории Башкирского мегантиклинория характеризуется формированием однообразного комплекса мелководно-морских силикокластических осадков, часть из которых периодически подвергалась осушению (рис. 14, в)¹⁷. Для рассматриваемого уровня, как мы видим, не характерны какие-либо определенные тенденции в распределении осадочных комплексов различного генезиса. Это первая эпоха значительной стабилизации как палеотектонических, так и палеогеографических обстановок осадконакопления в позднерифейском бассейне.

Для **бедерышинского уровня**, напротив, вновь достаточно отчетливо видна тенденция к смене “сверхмелководных” субконтинентальных образований на западе и северо-западе тонкозернистыми силикокластическими, имеющими предположительно умеренно глубоководный генезис, образованиями на юго-востоке (рис. 14, г, 15). В то же время известно, что в самых западных разрезах бедерышинской свиты наблюдается чередование пачек красно-

¹⁷ Ранее уже была высказана гипотеза [Маслов, 1997а], что наиболее удовлетворительной седиментационной моделью для рассматриваемого времени может являться модель крайне мелководного моря-озера, типа той, что описана Л. Асплером и др. [Aspler et al., 1994] для нижнепротерозойских Песчаников Уайтрок Канады

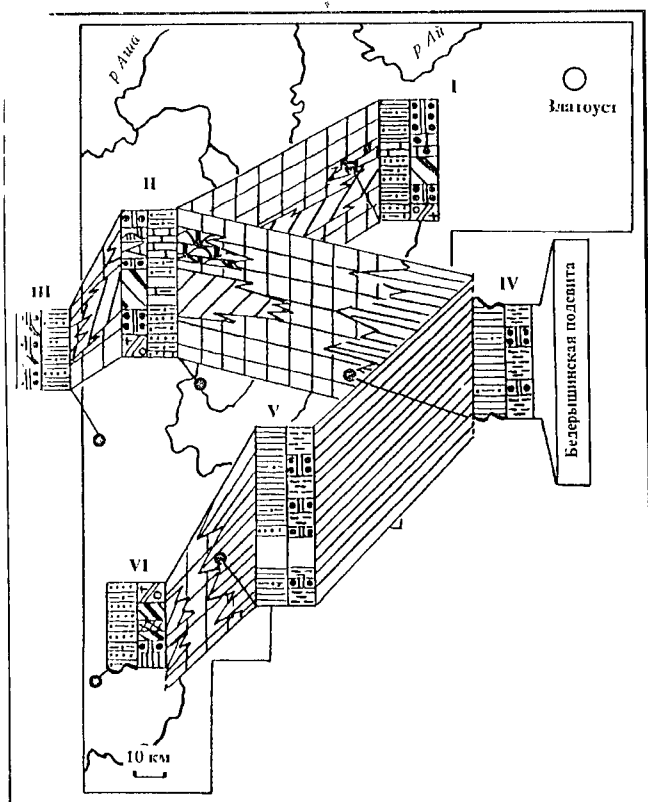


Рис. 15. Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов на бедерышинском уровне верхнего рифея

Разрезы: I - р Юрзашь ниже Юрзашь, II - р Большой Инзер выше пос Инзер, III - р. Зилим ниже дер. Толпарово, IV - район д. Миселя; V - бассейн р кукуртук; VI - руч Кукураук. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слагающих их пород см в работе [Маслов, Крушин, 1991]

Условные обозначения см на рис. 3

и зеленоцветных терригенных пород, первые из которых характеризуются многочисленными текстурами-индикаторами периодического осушения исходных осадков, а вторые таких текстур нацело лишены. Это позволяет предполагать [Маслов, 1988], что в западном направлении в разрезах бедерышинской подсвиты¹⁸ имеет место переход от характерных для центральных районов Башкирского мегантиклинория литоральных и сублиторальных осадочных ассоциаций комплекса "сверхмелководных" терригенных образований к (') мелководно-морским отложениям, как это происходит и в восточном направлении. Все вместе это подчеркивает существование в бассейне в бедерышинское "время", как и для ряда других эпох, достаточно сложных и часто "мозаичных" соотношений различных комплексов отложений.

¹⁸ Конкретнее - примерно в ее средней части

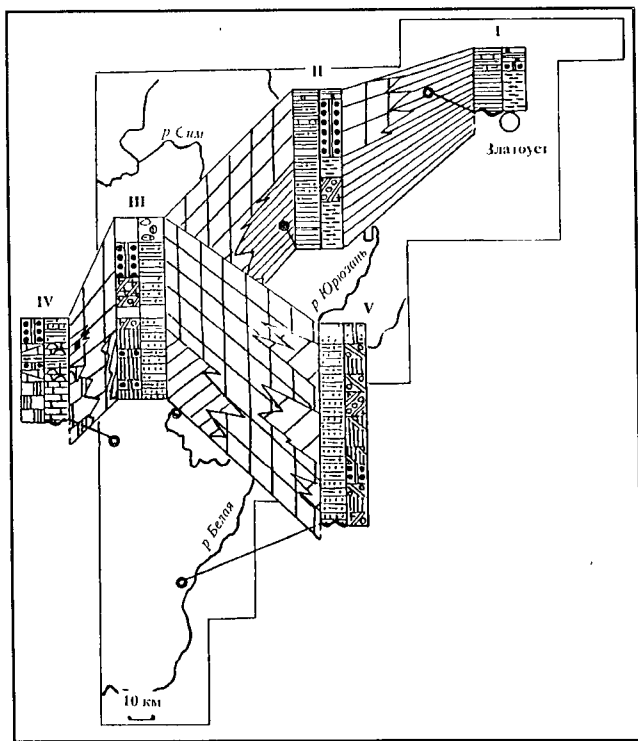


Рис. 16
 Принципиальная
 схема взаимоотно-
 шений различных
 литологических
 типов пород, фа-
 ций и крупных ли-
 толого-фациаль-
 ных комплексов в
 разрезах катавской
 свиты верхнего ри-
 фея.

Разрезы: I - р Сатка
 выше с Пороги; II -
 г.Мишьяр, III - р Ти-
 рлян у б/д Миселя; IV -
 р Малый Инзер
 выше дер Кумбино.
 V - приустьевая
 часть р.Большой
 Шаик. Описание раз-
 резов и текстурно-
 структурных особен-
 ностей слагающих
 их пород см в рабо-
 те [Маслов, Крупе-
 нин, 1991].

Условные обозначения см. на рис. 3

Катавский уровень характеризуется сохранением ранее устано-
 вившихся тенденций в распределении осадочных комплексов (рис. 16,
 17). На севере, северо-западе и западе рассматриваемой территории
 данный уровень характеризуется присутствием красно- и пестроцвет-
 ных карбонатных отложений мелководно-морского генезиса. В цент-
 ральной части Башкирского мегантиклинория в начале катавского “вре-
 мени” впервые для рифея более или менее отчетливо фиксируется фор-
 мирование специфического комплекса мелководных фитогенных осад-
 ков, вытянутого в северо-восточном направлении. Юго-восточнее зоны
 формирования фитогенных осадков располагалась область накопления
 собственно карбонатных образований без той существенной доли сили-
 кокластической примеси, что типично для разрезов катавского уров-
 ня, расположенных западнее и северо-западнее поля развития фито-
 генных карбонатов. Усиление (?) сноса с континента тонкой силико-
 кластической взвеси или другие причины обусловили в конечном счете
 прекращение процессов формирования фитогенных карбонатов и на
 рассматриваемой территории в “конце” катавского “времени” наблю-
 дались только два комплекса карбонатных образований мелководно-

горского (на западе и северо-западе) и собственно бассейнового (на юго-востоке) генезиса.

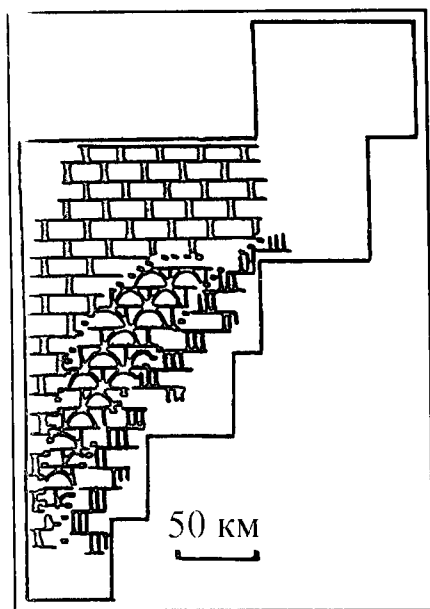


Рис. 17. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на катавском уровне верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 4

Ранее было показано [Маслов, 1988], что катавское “*время*” было последней эпохой, когда на рассматриваемой территории отчетливо сказывалось влияние западных источников сноса Инзерский, миньярский и укский уровни каратавия характеризовались уже иными тенденциями в распределении крупных осадочных комплексов.

Для *нижнеинзерского* уровня реконструируются две основные области осадконакопления: западная и восточная. Первая характеризовалась формированием карбонатных отложений различного типа - фитогенных, мелководно-морских хемогенных и собственно бассейновых. Показательно, что пространственное сочетание указанных комплексов подчеркивает тенденцию к постепенному углублению (?)

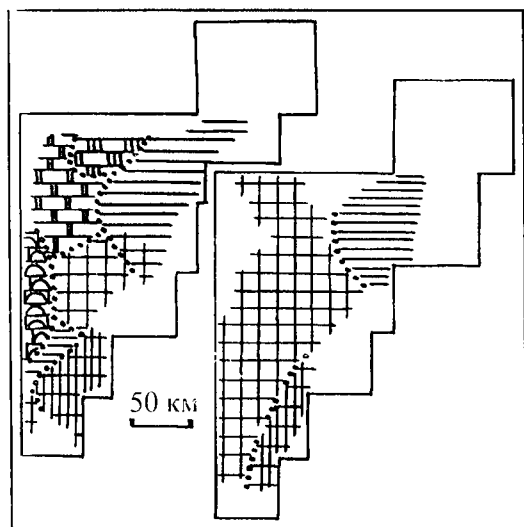


Рис. 18. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на нижне- (а) и верхнеинзерском (б) уровнях верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 4

бассейна с юго-запада на северо-восток (рис. 18, а). Во второй области преобладало накопление терригенных осадков, которые также принадлежали ряду комплексов - прибрежно-континентальному, мелководно-морскому

и собственно бассейновому. Пространственное распределение их также отражает тенденцию к переходу от отложений прибрежного генезиса к собственно бассейновым в северо-восточном направлении.

Верхнеинзерский уровень характеризуется почти исключительным развитием на рассматриваемой территории силикокластических ассоциаций (рис. 18, б). Также как и для нижнеинзерского уровня здесь собственно бассейновые тонкозернистые терригенные образования тяготеют к северо-восточной периферии Банкирского мегантиклинория.

Описанные выше пространственные соотношения комплексов показаны и на блок-диаграмме (рис. 19).

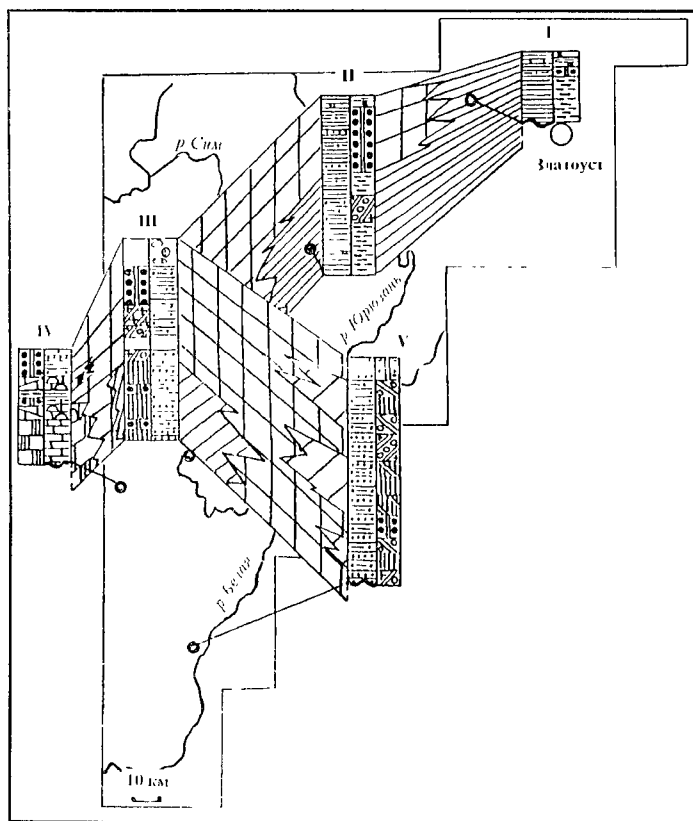


Рис. 19
Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов в разрезах и в зерской свиге.

Разрезы I - р Сима у с Пороги, II - р Кага ниже г Кага-Ивановска, III - урочище "Откоп", IV - р Зилим у устья руч Манайли, V - руч Кардык. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слагающих

их пород см в работе [Маслов, Кручинин, 1991]

Условные обозначения см на рис 3

Для времени накопления отложений миньярской свиги могут быть составлены четыре схемы распределения комплексов различного генезиса, от-

вечающие эпохам формирования осадков, соответственно, аджигардакско-кужайского, балаевского и шубинского горизонтов.

Аджигардакский уровень характеризуется почти повсеместным формированием фитогенных и тесно связанных с ними обломочных отложений (рис. 20, а, 21).

Кужайский уровень представлен уже почти на всей территории Башкирского мегантиклинория карбонатными образованиями умеренных глубин. Только в среднем течении р.Зилим данный уровень представлен специфическим сочетанием хемогенных и обломочных доломитов (рис. 20, б).

Балаевский уровень отличается от двух охарактеризованных выше более контрастным сочетанием комплексов отложений различного генезиса (рис. 20, в). Для северо-востока Башкирского мегантиклинория характерно присутствие фитогенных карбонатных осадков. В центральной части территории последние существенно уменьшаются в мощности и ассоциируют с различными типами мелководно-морских карбонатных образований, а на юго-западе (бассейн р.Кужи) предположительно полностью замещаются собственно бассейновыми отложениями.

Таким образом, для балаевского уровня наблюдается достаточно хорошо выраженная смена комплексов отложений различного генезиса - от относительно мелководных на северо-востоке к умеренно глубоководным на юго-западе.

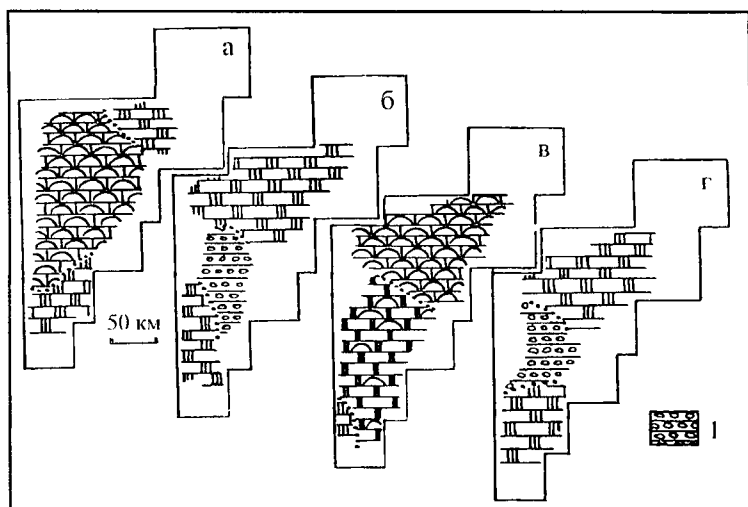


Рис. 20. Схема латерального соотношения крупных литофациальных комплексов на аджигардакском (а), кужайском (б), балаевском (в) и шубинском (г) уровнях верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

1 - зона распространения многочисленных пластов шлоскообломочных карбонатных обрывей среди хемогенных доломитов.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4

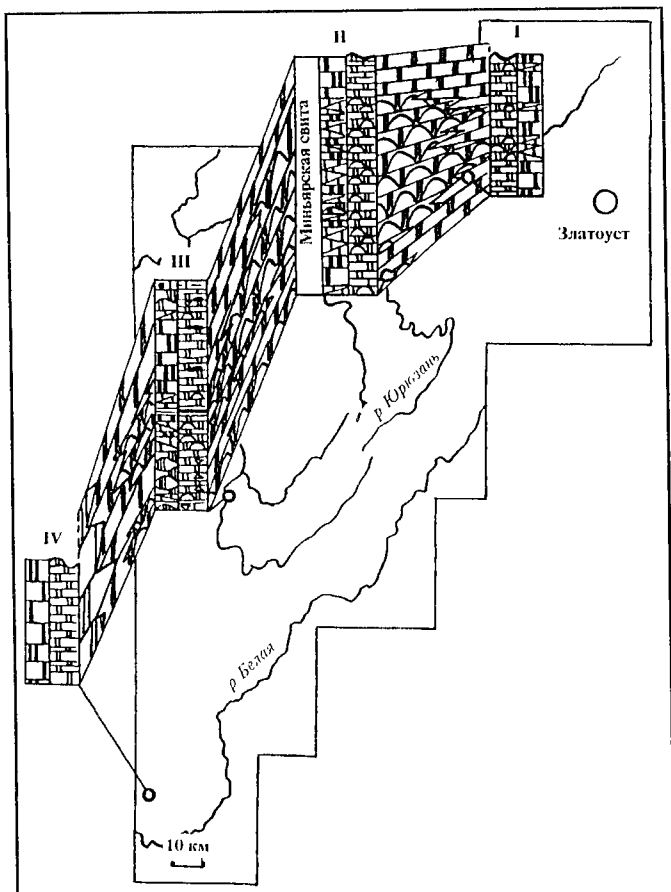


Рис 21
 Принципиальная схема взаимоотношений различных литологических типов пород, фаций и крупных литолого-фациальных комплексов в разрезах миньярской свиты верхнего рифея.

Разрезы I - р. Лицвидер Айлин, II - ст. Вязовая, III - р. Большой Извер выше хут Серайки, IV - р. Кужа. Описание разрезов и текстурно-структурных особенностей слоев их пород см. в работе [Маслов, Кручинин, 1991].

Условные обозначения см. на рис. 3.

Шубинский уровень по характеру сочетания

реконструируемых в его разрезах осадочных комплексов близок к кузайскому (рис. 20, г).

Нижнеуекский уровень каратавия представлен практически на всей территории Башкирского мегаинклинория преимущественно силикокластическими образованиями мелководно-морского генезиса. Подчиненную роль в его разрезах играют карбонатные отложения. По соотношению их в разрезах нижнеуекского уровня может быть выделен ряд зон [Маслов, Горожанин, 1998, в печати]. Распределение зон подчинено определенной закономерности - для центральных районов Башкирского мегаинклинория характерны разрезы представленные исключительно терригенными образованиями; к западу, северу и востоку от этой области в разрезе данного уровня наблюдается возрастание доли карбонатных образований.

Для **верхнеуекского уровня** характерно преобладание карбонатных по-

род со строматолитами. Генезис указанных образований преимущественно мелководный.

Таким образом, можно предполагать, что в начале позднего рифея произошло обширное сокращение площади морского бассейна. Это событие маркируется формированием на западной периферии Башкирского мегантиклинория мощного (до 3500 м) комплекса аллювиальных и аллювиально-дельтовых образований бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, сменившихся “сверхмелководными” и мелководно-морскими ассоциациями относительно небольшой мощности (лемезинская и бедерышинская подсвиты зильмердакской свиты). Средние и верхние уровни каратауской серии представлены чередованием мелководно-морских терригенных и карбонатных последовательностей.

Резкая смена различных фациальных ассоциаций на границе среднего и верхнего рифея предполагает и смену общего стиля седиментации (что вообще характерно для случаев перекрытия различных типов бассейновых образований аллювиальными толщами [Жемчужников, 1954]) и может являться событийной границей высокого ранга. Это событие, предположительно, определялось значительным эвстатическим понижением уровня моря и исключительно широкой проградацией на восток, со стороны Русской платформы, аллювиальных и аллювиально-дельтовых комплексов, практически мгновенно “перекрывших” мелководно-морской бассейн конца авзянского “времени”. Зона повышенных мощностей отложений бирьянской подсвиты в западных и северо-западных районах Башкирского мегантиклинория соответствует скорее всего I уровню лавинной седиментации А.П.Лисицына.

В постбирьянское “время” накопление осадочных ассоциаций происходило в достаточно стабильных пассивных тектонических обстановках. Области максимальных мощностей отложений бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, катавской и инзерской свит переместились в юго-восточные и восточные районы мегантиклинория. Для инзерского “времени” (примерно 850-800 млн. лет назад) фиксируется смена пространственной организации прибрежно-морских терригенных и собственно бассейновых карбонатных комплексов. По-видимому, для миньярского и укского “времени” были характерны максимальные размеры бассейна седиментации. Середина и конец позднего рифея характеризовались, таким образом, преимущественным распространением умеренно глубоководных и мелководно-морских карбонатных ассоциаций, что было, в целом, нетипично ни для раннего, ни для среднего рифея.

Широкое развитие в разрезах каратауской серии пестроцветных терригенных и карбонатных ассоциаций, отсутствие мощных монотонных толщ низкоуглеродистых глинистых сланцев, преобладание на средних и поздних этапах (катавское, инзерское, миньярское, укское “время”) эволюции позднерифейского бассейна мелководно-морских и бассейновых образований (при одновременном отсутствии признаков значительного привноса кластики с Русской платформы) - все это позволяет предполагать, что в позднем рифее на рассматриваемой территории был сформирован обширный, хорошо аэри-

руемый, мелководный морской бассейн. В послепирийской части каратауской серии отсутствуют следы “*бортовых*” фаций этого бассейна; значительный размыв верхнерифейских отложений в Волго-Уральской области не позволяет реконструировать их и в более западных районах. Это препятствует восстановлению хотя бы приблизительных размеров позднерифейского бассейна по широте. Вместе с тем, как это достаточно давно известно из материалов стратиграфических и формационных исследований, аналогичные или близкие по своему облику к отложениям каратауской серии Башкирского мегантиклинория комплексы трассируются практически вдоль всего западного Урала [Келлер, 1968; Раабен, 1975; Унифицированные..., 1980; Карта докембрийских..., 1983; Стратиграфические..., 1993].

Так, аналогичные зильмердакской свите, преимущественно песчаниковые (аркозовые и полевошпато-кварцевые) терригенные последовательности известны в Чусовском и Вишерском антиклинориях и на Полудовском поднятии, где представлены, соответственно, синегорской, ишеримской и рассольненской свитами. Сходные образования присутствуют, также в средней части Тимана и полуостровах Баренцева и Белого моря. Выше них наблюдается также однотипно построенная последовательность терригенных и карбонатных образований [Раабен, 1975], что указывает на исключительно большие размеры позднерифейского бассейна осадконакопления, сходство и стабильность процессов седиментации в нем.

Климатические обстановки позднего рифея, по-видимому, в значительной степени варьировали с течением времени. Основываясь на литологическом составе отложений средней и верхней частей зильмердакской, инзерской и укской свит (присутствие экстракварцевых песчаников, наличие глауконита и др.) можно, по-видимому, предполагать, что их накопление происходило в условиях близкого к гумидному климата. Литологические и геохимические данные для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, катавской и миньярской свит, напротив, указывают на аридные, семиаридные или близкие к ним климатические обстановки [Маслов, Гареев, 1988].

Крайне интересно и важно то обстоятельство, что анализ распределения в эталонном разрезе рифея комплексов отложений различного состава и генезиса, сравнение характера их последовательности внутри седиментационных серий и ряд других материалов, позволяют поставить под сомнение устоявшиеся в литературе представления о подобии строения всех трех серий рифея [Стратотип рифея..., 1983; Козлов, 1986; Геология и перспективы..., 1988; Докембрийская геология..., 1988] и, как следствие этого, сходстве палеогеографических, палеоклиматических и палеотектонических обстановок формирования осадочных ассоциаций раннего, среднего и позднего рифея Башкирского мегантиклинория [Соболев и др., 1986]. Как это следует из приведенных выше материалов, развитие бассейнов осадконакопления происходило в специфических для каждого из указанных этапов обстановках, что и обусловило появление в эталонном разрезе рифея заметно различающихся осадочных последовательностей.

Рассмотрение латеральных и вертикальных взаимоотношений комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах рифея стратотипической местности показывает, таким образом, что формирование осадочных и (частично) вулканогенно-осадочных ассоциаций происходило преимущественно в “сверхмелководных” и мелководно-морских обстановках; соответственно континентальные последовательности зафиксированы только в ряде разрезов базальных уровней бурзянской и каратауской серий. Однако, и для этих уровней на рассматриваемой территории реконструируются бассейновые фации, предполагая, тем самым, определенную унаследованность палеогеографического плана бассейнов раннего, среднего и позднего рифея.

Характер латеральной организации осадочных комплексов в пределах стратотипической местности свидетельствует о накоплении отложений в раннем, среднем и позднем рифее в основном в более крупных по размеру бассейнах, нежели рассматриваемый регион (западный склон Южного Урала). “Бортовые” фации бассейнов, представленные континентальными ассоциациями или крупногалечниковыми прибрежно-морскими конгломератами (машакский уровень юрматиния) отчетливо фиксируются только на трех уровнях - в разрезах нижней части айской, машакской и зильмердакской свит; пространственное положение их для каждого из этих уровней различно, что, наряду с данными фациальной типизации отложений, подчеркивает специфику эволюции ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов осадконакопления.

Глава 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ДАННЫМ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ

Значительный объем принципиально новой информации по условиям формирования осадочных ассоциаций типового разреза рифея был получен в 80-90-е гг. в результате петро- и геохимических исследований, а также изучения состава песчаников.

3.1. Петрографический состав песчаников стратотипического разреза рифея и его генетическая интерпретация

Классической работой по составу псаммитов эталона рифея является монография А.И.Олли, увидевшая свет в 1948 г. В ней была дана характеристика как обломочного каркаса псаммитов, так и приведены достаточно полные сведения об аксессуарных минералах и цементе пород. Кратко резюмировать все приведенные автором материалы невозможно вследствие той тщательности и подробности, с которыми подошел А.И.Олли к описанию песчаников *“древних свит Горной Башкирии”*. Особо следует подчеркнуть, что петрографические данные автора о псаммитах каратауской и ашинской серий и до настоящего времени являются своеобразным эталоном.

В последующем, почти до середины 80-х гг., изучение состава песчаников типового разреза рифея не выходило в основном за рамки геологосъемочных отчетов. Генетические построения по песчаникам практически отсутствовали.

В то же время, в эти годы было показано, что для реконструкции геологической истории осадочных бассейнов континентального блока наиболее информативным типом пород являются именно песчаники [Страхов, 1963; Шутов, 1967; Граувакки, 1972; Петтиджон и др., 1976; Логвиненко, 1984; Коссовская, Тучкова, 1988]¹⁹. В этой связи параллельно с реконструкцией обстановок осадконакопления в конце 70-х гг. были начаты работы по изуче-

¹⁹ Следует помнить, однако, что использование данных о минералогическом-петрографическом или петрохимическом составе псаммитов для расчленения основных черт геологической истории тех или иных регионов требует достаточно осторожного отношения. Состав классических пород контролируется комплексом процессов, действующих при эрозии горизонтов кор выветривания, транспортировке, собственно накоплении осадков в конечных водоемах стока и трансформацией при литогенезе [Johnsson, 1993, и др.]. Среди всех перечисленных выше факторов ведущую роль играют состав пород в областях размытия, преобразование кластники в процессах химического выветривания и при транспортировке, механическое истирание и разрушение, привнос и вынос компонентов, гидродинамическая сортировка и процессы постседиментационного преобразования. Каждый из перечисленных факторов в свою очередь в различной степени подвержен влиянию тектонического режима в областях сноса, типов седиментационных систем, климата, наличия или отсутствия растительного покрова, характера рельефа, природы и способов транспортировки и энергии систем осадконакопления. Все эти факторы, таким образом, не являются независимыми, среди них существуют многочисленные сложные и, часто, обратные взаимосвязи и взаимозависимости.

нию псаммитов рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов, 1982, 1983, 1988, 1990], позволившие получить ряд принципиально новых данных.

В разрезе рифея Башкирского мегантиклинория развиты различные типы песчаников: полимиктовые (граувакко-аркозы, аркозы, субаркозы, реже полевошпато-кварцевые граувакки), олигомиктовые (полевошпато-кварцевые) и мономиктовые (кварцевые). Аркозовые, субаркозовые и олигомиктовые песчаники характерны для базальных горизонтов бурзянской и каратауской серий. В основании юрматинской серии среднего рифея (машакский уровень) преобладают кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, в подчиненном количестве присутствуют граувакковые разности. Средние и верхние горизонты бурзянской и юрматинской серий слагаются преимущественно песчаниками олигомиктового состава, чередующимися с алевролитами и глинистыми сланцами; менее развиты здесь мономинеральные кварцевые песчаники. Исключением является зигальгинский уровень среднего рифея, основную роль на котором играют мощные монотонные последовательности экстракварцевых песчаников (содержание обломочного кварца до 96-98%); сходные по составу и условиям образования псаммиты известны и на верхнерифейском лемезинском уровне. На средних уровнях каратауской серии преобладают субаркозовые, полевошпато-кварцевые песчаники (часто с глауконитом) в чередовании с алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Разрез каратауской серии завершает ульская свита, в нижней части которой развиты монотонные пакки кварцевых и литокласто-кварцевых песчаников и пакеты переслаивания их с другими типами пород.

В процессе исследований 1980-90-х гг. особое внимание было обращено на изучение и анализ материалов по песчаникам базальных горизонтов седиментационных серий эталонного разреза, представляющих наиболее информативные объекты для реконструкции состава источников сноса и всего комплекса вопросов рифейского седиментогенеза, их минералого-петрографическому и петрохимическому составу⁵⁰.

В разрезах айской свиты нижнего рифея песчаники и тесно связанные с ними гравелиты и конгломераты характерны для трех нижних подсвит - навышской, липовской и чудинской⁵¹. Содержания основных породообразующих компонентов в каркасе песчаников варьируют в широких пределах⁵²: количество зерен кварца составляет от 50 до 95%, полевых шпатов - от 1-3 до почти 50% (в псаммитах навышской и липовской подсвит среди полевых шпатов преобладают калиевые разновидности; в разрезах вышележащей чу-

⁵⁰ Реконструкция состава питающих пород по основным компонентам каркаса песчаников средних и верхних уровней осадочных серий эталонного разреза рифея практически невозможна в силу преобладания среди них материала происхождения через более чем один цикл осадконакопления и эрозии

⁵¹ По данным минералого-петрографического изучения степень постседиментационных преобразований песчаников айской свиты соответствует глубинному метатезису и, иногда, мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Анфимов, 1978, Кац, Генина, 1978, Кац, 1978, Маслов, 1990, Гареев, Маслов, 1992], состав обломочных компонентов каркаса песчаников распознается при этом достаточно корректно

⁵² Приводимые здесь и далее данные получены с использованием стандартной методики подсчета зерен в шлифах [Граувакки, 1972]

динской подсвиты песчаники заметно обогащены плагиоклазами, количество которых нередко достигает 50% от общего числа зерен полевых шпатов), обломков пород от 1-2 до 15, редко 25%.

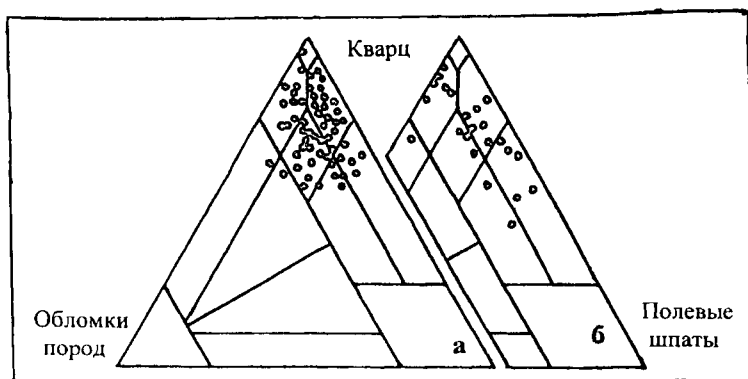


Рис 22. Положение фигуративных точек песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (а) и айской свиты (б) на диаграмме “кварц-полевые шпаты-обломки пород” [Шутов, 1972]

На диаграмме В.Д.Шутова в координатах “кварц-полевые шпаты-обломки пород” фигуративные точки составов песчаников айской свиты тяготеют к собственно аркозовому и полевошпато-кварцевому классификационным полям (рис. 22); общий контур их распределения ориентирован параллельно правой стороне треугольника, что предполагает формирование рассматриваемой ассоциации в условиях гумидного или близкого к нему климата [Граувакки, 1972; Шутов, 1967, 1975].

Основными пороодообразующими компонентами средне- и крупнозернистых песчаников базальных горизонтов навышской подсвиты являются кварц, калиевые полевые шпаты и единичные фрагменты плагиоклазов, обломки пород. Последние представлены микрокварцитами различных структурных типов, зернами гранулированного и, редко, полициклического кварца и слюдястыми породами. Гальки в ассоциирующих с песчаниками конгломератах представлены кварцитами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками кварцитовидного облика, кварцито-песчаниками и фрагментами кислых магматических (субвулканических?) пород. В бассейне р.Навыш и окрестностях горы Малый Миасс, состав обломков в конгломератах заметно меняется. По данным В.И.Петрова и др. (неопубликованный отчет ПГО “Уралгеология”, 1975 г.) [Ленных, Петров, 1974, 1978], здесь преобладают фрагменты blastomylonites, двуполевошпатовые мигматиты, кварциты и амфиболовые гранитоиды, сходные с породами прилегающих районов Тарашского массива.

Суммируя различные данные, можно считать, что в самом начале ран-

что рифея, в навышское “*время*”, размыву подвергались три основные ассоциации пород [Маслов, 1990]: 1) в различной степени метаморфизованные образования тараташского комплекса⁵³; 2) слабометаморфизованные осадочные и осадочно-метаморфические породы⁵⁴ и 3) изверженные образования. Данные Л.В.Анфимова [1997; Анфимов и др., 1995], основанные на сопоставлении обломочного кварца песчаников эталонного разреза рифея с кварцем кристаллических пород тараташского комплекса и галек псаммитов и кварцитов из горизонтов конгломератов, позволяют предполагать, что определенную роль в питании седиментационного бассейна начала рифея играли также осадочные и осадочно-метаморфические образования нижнего протерозоя⁵⁵.

Более высокие уровни айской свиты (липовская подсвита) представлены аркозовыми и субаркозовыми песчаниками. Основными компонентами каркаса псаммитов здесь являются монокристаллический кварц, калиевые полевые шпаты, единичные зерна плагиоклазов. Среди фрагментов пород распознаются микрокварциты, слюдистые породы, зерна гранулированного и поликристаллического кварца. Конгломераты данного уровня сложены микроклиновыми гранитами, кварцевыми порфирами, железистыми кварцитами и измененными основными эффузивами. Так же как и в случае навышской подсвиты состав галек заметно варьирует по простирацию Тараташского массива. Анализ состава каркаса песчаников и галек конгломератов позволяет предполагать, что в липовское “*время*” размыв почти не затрагивал архей-нижнепротерозойские образования. Основными источниками кластогенного материала являлись слабометаморфизованные осадочные толщи и магматические комплексы кислого состава [Маслов, 1990].

Песчаники чудинского уровня заметно отличаются от описанных выше присутствием в каркасе плагиоклазов (до 30-50% от общего числа зерен полевых шпатов). Обломки пород представлены слюдистыми сланцами, микрокварцитами, зернами поликристаллического, полициклического и гранулированного кварца; наблюдаются также сростки кварца и плагиоклазов. Данный уровень так же характеризуется значительными вариациями состава конгломератов от разреза к разрезу [Маслов, 1990]. По-видимому, достаточно широкий спектр обломков пород и значительные вариации состава конгломератов и песчаников по периферии Тараташского выступа указывают на “*точечный*”, локальный характер источников сноса и короткие пути миграции кластики.

Формирование нижнерифейского аркозового комплекса (навышская, липовская и чудинская подсвиты) было связано, таким образом, с быстрым компенсированным заполнением бассейна седиментации в условиях доста-

⁵³ На это указывает и присутствие в песчаниках цирконов из пород Тараташского массива [Краснобаев, 1986]

⁵⁴ Рядом Ю.Р.Беккером [Беккер и др., 1977] из базальных конгломератов айской свиты описаны хорошо окатанные гальки красных кварцитов “*шокинское окно*”.

⁵⁵ Временами размыв затрагивал и субсинхронные с навышским уровнем осадочные образования, на что указывает примерно одинаковая степень постратационных изменений магматического каркаса конгломератов и части галек

точно активного тектонического режима, на что указывают значительная изменчивость строения трех нижних подствит айской свиты от разреза к разрезу [Ленных, Петров, 1974, 1978; Геология и палеогеография..., 1977; Нижний рифей..., 1989; Парначев и др., 1990; Маслов, Крупенин, 1991], присутствие нескольких уровней внутриформационных конгломератов и наличие многочисленных поверхностей размывов. Палеогеографические обстановки накопления осадков начала айского “*времени*” были весьма пестрыми и быстро менялись как вглубь палеобассейна, так и вдоль его берегов. Климат этой эпохи имел, вероятно, некоторые черты сходства с гумидным; на это указывает ориентировка поля составов песчаников на диаграмме В.Д.Шутова и данные литолого-геохимических исследований. Источниками обломочного материала для аркозовых накоплений навышско-чудинского уровня являлись различные по составу и степени метаморфизма, комплексы фундамента и раннепротерозойского осадочно-метаморфического проточехла. Совокупность подобных условий способствовала появлению достаточно контрастных петрографических ассоциаций и общему сравнительно невысокому вызреванию обломочного материала при быстрой, возможно, моноциклической седиментации и коротких путях миграции кластики.

В разрезах **машакской свиты** среднего рифея основную роль играют кварцевые и олигомиктовые полевошпато- и литокласто-кварцевые кварцитовидные песчаники и кварцито-песчаники [Ротарь, 1976; Парначев и др., 1986; Маслов, 1995]. Наряду с зернами кварца и, редко, полевых шпатов, в каркасе песчаников наблюдаются фрагменты алевролитов, микрокварцитов, “*зеленых*” сланцев, гематитизированные обломки основных вулканитов и, предположительно, карбонатных пород.

Многочисленные пласты и линзы конгломератов в разрезах машакской свиты слагаются бедной гаммой обломков. По данным П.Н.Швецова [1974], А.Ф.Ротаря [1976], В.П.Парначева и др. [1986] и нашим наблюдениям, среди них преимущественным развитием пользуются гальки серых, розовато-серых и зеленовато-серых кварцито-песчаников; в конгломератах из нижних подствит иногда можно видеть обломки филлитовидных сланцев, сходных с теми, что типичны для подстилающей юшинской свиты нижнего рифея. В виде единичных фрагментов присутствуют также железистые кварцито-песчаники и песчанико-кварциты, обломки измененных (хлоритизированных и эпидотизированных) основных эффузивов и близкие к аркозовым кварцито-песчаники. Последние, наряду с фрагментами эффузивов, более типичны для средних и верхних уровней машакской свиты [Ротарь, 1976]. Совокупность этих данных, включая материалы минералогического изучения проб-протолок [Ротарю, 1983], позволяет предполагать поступление обломочного материала из двух источников: 1) осадочных и осадочно-метаморфических комплексов (в т.ч. пород юшинской свиты) и 2) относительно высокометаморфизованных образований.

Базальные уровни верхнего рифея (**бирьянская подствита зильмердакской свиты**) представлены розовато- и зеленовато-серыми аркозовыми, субаркозовыми и полевошпато-кварцевыми крупно- и среднезернистыми

песчаниками, а также красно-бурыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Ограниченное распространение в разрезах подсвиты имеют мелкогалечниковые конгломераты и гравелиты⁵⁶. В каркасе псаммитов содержится довольно широкий спектр обломков пород, что позволяет, в комплексе с данными по акцессорным минералам реконструировать, с достаточной степенью вероятности, состав источников сноса.

На диаграмме В.Д.Шутова фигуративные точки составов среднезернистых песчаников бирьянской подсвиты образуют поле, тяготеющее к верхней части треугольника (см. рис. 22). Содержание кварца варьирует от 55 до 95%, обломков пород и полевых шпатов составляет, соответственно, от 2 до 3% и от 1-2 до 35%. В разрезах данного уровня стратотипа мы имеем дело со сложной гаммой аркозов и продуктов их вызревания - мезомиктовыми и полковошпато-кварцевыми песчаниками. Это достаточно хорошо просматривается при осреднении числа фигуративных точек песчаников по центрам классификационных полей диаграммы SiO_2 - (Na_2O) - (FeO_2) В.Н.Шванова [1987], но особенно отчетливо выражено на "основной диаграмме" А.Г.Косовской и М.И.Тучковой [1988], где фигуративные точки псаммитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты концентрируются преимущественно в поле кварцевых песчаников (рис. 23).

Основные компоненты каркаса песчаников бирьянской подсвиты могут быть отнесены к трем группам. *Первая* объединяет зерна монокристаллического кварца с включениями полевых шпатов, циркона, апатита, биотита, мусковита и рутила, калиевыми полевыми шпатами; к ней также относятся и редко наблюдаемые в шлифах сростки кварца и плагиоклаза или калиевого полевого шпата. Формирование обломков данной группы связано с разрушением полнокристаллических пород, преимущественно кислого состава. *Вторая* группа объединяет микрокварциты различных структурных типов, кварцевые песчаники с кристификационным кварцевым цементом, кварцевые и полевошпато-кварцевые алевролиты, слюдястые и слюдисто-кварцевые сланцы, зерна гранулированного и поликристаллического кварца, а также фрагменты полициклического кварца с реликтами каемок регенерации. Обломки рассматриваемой группы формировались как за счет субсинхронного перемива отложений бирьянской подсвиты, так и разрушения более древних осадочно-метаморфических пород. *Третья* группа обломков включает микропегматиты, фрагменты микропертитовой структуры и основной массы кислых эффузивов [Маслов, 1983, 1990].

Гальки конгломератов из разрезов бирьянской подсвиты представлены следующими типами пород: кварцевыми, полевошпато-кварцевыми и граувакково-аркозовыми песчаниками с конформно-регенерационной структурой, весьма похожими на вмещающие их образования, кварцевыми песчаниками с кристификационным кварцевым цементом, микрокварцитами, пес-

⁵⁶ После седиментационные преобразования песчаников рассматриваемого уровня соответствуют в основном глубинному кагагенезу [Анфимов, 1978, 1988, Кац, 1978, Кац, Геннина, 1978, Маслов, 1983], что позволяет предполагать достаточно большое сходство между наблюдаемым составом каркаса псаммитов и составом пород в областях размыва

чанико-кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцитами; изредко наблюдаются гальки окварцованных кислых эффузивов.

Анализ вариаций состава песчаников и галек конгломератов в разрезах бирьянского уровня всего Башкирского мегантиклинория показал, что от разреза к разрезу набор основных компонентов каркаса псаммитов, испытывая небольшие вариации, сохраняется практически неизменным на протяжении почти 300 км вдоль регионального палеосклона.

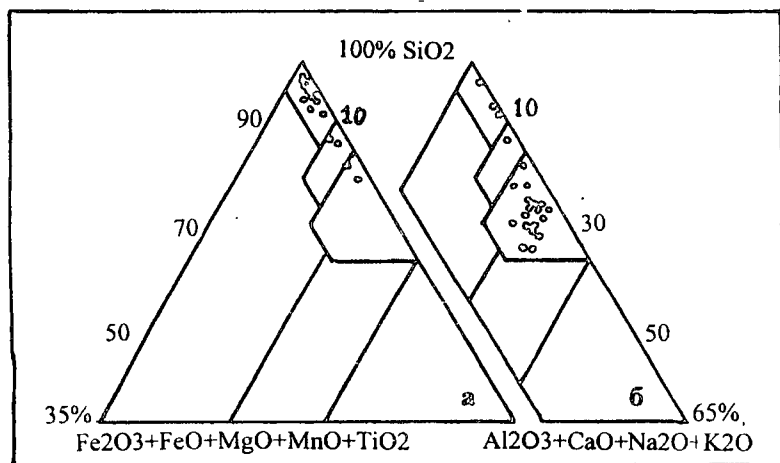


Рис. 23. Диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2)$ [Коссовская, Тучкова, 1988] для песчаников бирьянского (а) и айского (б) уровней эталонного разреза рифея

Верхнерифейский аркозный комплекс формировался, таким образом, при умеренном (вялом, в понимании В.Д.Шутова [Граувакки, 1972]) тектоническом режиме. По сравнению с базальными горизонтами нижнего и (особенно!) среднего рифея, роль конгломератов в его разрезах заметно меньше [Маслов, 1985, 1990]. Накопление псаммитов бирьянского уровня происходило в обстановке широкой многорукавной разветвленной аллювиально-дельтовой системы [Акимова, 1964; 1966; Геология и палеогеография..., 1977; Карта докембрийских..., 1983; Маслов, 1985, 1988] при относительно выдержанном на значительных расстояниях и площади распределении ландшафтных зон. Ряд компонентов каркаса песчаников, входящих в состав верхнерифейского аркозового комплекса, несет отчетливые следы неоднократного перемива осадков, т.е. полициклической седиментации.

Вопрос о конкретных областях сноса, служивших источниками громадного объема аркозовой кластики в начале позднего рифея, по-видимому, так и не найдет удовлетворительного разрешения [Маслов, 1990]. Геолого-геофизические данные о составе пород восточного сегмента фундамента

Восточно-Европейской платформы в пределах Жигулевско-Пугачевского, Мензелинского и Красноуфимского массивов [Геолого-петрографическая..., 1976] указывают на широкое распространение по периферии Камско-Бельского и Серноводско-Абдуллинского прогибов преимущественно базитовых комплексов пород. Совместно с базитами на Мензелинском массиве встречаются небольшие тела плагиомикроклиновых гранитов нижнего протероя, архейско-нижнепротерозойских основных и ультраосновных пород, а также биотитовые плагиогнейсы, гранитогнейсы и мигматиты архея. В пределах Жигулевско-Пугачевского блока наряду с базитовыми комплексами архея, представленными биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами и другими подобными типами пород, присутствуют многочисленные мелкие массивы габброидов, габбро-норитов, пироксенитов и перидотитов. Единственной зоной по периферии Камско-Бельского авлакотена, где по геофизическим данным можно предполагать наличие преимущественно гранитоидного комплекса пород, является Красноуфимский массив. Однако, учитывая данные Г.Н.Акимовой [1966] о направлении сноса обломочного материала в бирьянское "время", рассматривать его в качестве основного источника кластики, по-видимому, нельзя. Следует, вероятно, признать, что породы, служившие источниками обломочного материала для псаммитов базальных горизонтов верхнего рифея, полностью эродированы либо в течение позднего рифея, либо несколько позже.

А.А.Краснобаевым [1973] были получены интересные материалы о типах и возрасте обломочных цирконов в песчаниках рифея Башкирского мегантиклинория. По его данным, в отложениях айской свиты встречаются реликтовые цирконы с возрастными от 1,6 до 2,2 млрд. лет; часть их имеет источником несомненно Тараташский массив. Хорошая окатанность всех зерен цирконов указывает на значительный перерыв между временем накопления осадочных ассоциаций базальных уровней рифея и завершающими этапами формирования пород тараташского комплекса. В песчаниках зигальинской свиты среднего рифея также установлено присутствие нескольких разновидностей реликтовых цирконов. Песчаники зильмердакской свиты содержат реликтовые цирконы с возрастными от 2,2 до 1,1 млрд. лет, источниками которых выступали как породы тараташского комплекса, так и гранитоиды более молодые массивы гранитоидов (типа Рябиновского и Бердяушского; возраст цирконов в которых составляет порядка 1,4 млрд. лет). А.А.Краснобаев отмечает также присутствие цирконов с возрастом $1,1 \pm 0,1$ млрд. лет, источник которых остался неясным. Установлено, что вверх по разрезу рифея БМА количество реликтовых цирконов постепенно снижается, тогда как растет процент менее окатанных "молодых" их зерен. В качестве основных источников реликтовых цирконов для нижнерифейских осадочных ассоциаций А.А.Краснобаев рассматривает метаморфические дорифейские комплексы, а для отложений каратауской серии - кислые эффузивы рифейского возраста.

3.2. “Геодинамические” типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея

Состав песчаников отражает формирование их за счет различных типов источников сноса, обусловленных тем или иным геодинамическим режимом [Маркевич, 1985; Маркевич и др., 1987; Коссовская, Тучкова, 1988; Dickinson et al., 1983; Dickinson, Suczec, 1979; Bhatia, 1983; Dickinson et al., 1986; Maynard et al., 1982; Valloni, Maynard, 1981].

Как показали исследования В.Дикинсона и К.Сьюэка [Dickinson, Suczec, 1979] и ряда других авторов, составы пород песчаниковых ассоциаций, образованных за счет размыва различных типов питающих провинций, контролировавшихся определенной тектонической обстановкой, группируются на диаграммах QFL и $Q_m FL_l$ в виде дискретных полей (здесь: Q - кварц, F - обломки полевых шпатов, L - общее число фрагментов пород, Q_m - монокристаллический кварц, L_l - лититовые фрагменты). Это позволяет в определенной мере реконструировать типы источников сноса, сопоставляя петрографические параметры древних песчаниковых ассоциаций с параметрами каркаса псаммитов современных “модельных” геодинамических обстановок. Исследования подобного рода, посвященные рассмотрению основных черт формирования как мезо-кайнозойских, так и палеозойских песчаниковых ассоциаций достаточно хорошо известны в геологической литературе, для эталонного разреза рифея работы такого плана до середины 90-х гг. не проводились.

В целях реконструкции характера источников сноса был предпринят количественный анализ составов основных пороодообразующих компонентов песчаников практически всех терригенных уровней стратотипа и использована диаграмма $Q_m FL_l$. Это позволило выявить несколько типов распределения фигуративных точек составов псаммитов [Маслов, 1995б] (рис. 24). Первый из них характерен для псаммитов ниже- и верхнерифейского аркозовых комплексов. Фигуративные точки составов песчаников этих уровней эталона рифея группируются в основном в полях I и II диаграммы $Q_m FL_l$. Формирование их происходило, по-видимому, за счет размыва внутренних частей кратона (типа стабильных шельфов или платформ) и “переходных” его зон. Ко второму типу могут быть отнесены псаммиты большеинзерской, юшинской, зигазино-комаровской и авзянской свит и, отчасти лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, характеризующиеся сосредоточением фигуративных точек почти исключительно в поле I, с тяготением к стороне $Q_m F$. Это преимущественно кварцевые песчаники с небольшим количеством полевых шпатов и близкие к ним по составу экстракварцевые разности (зигальгинский уровень среднего рифея, лемезинский уровень верхнего рифея), формирование которых было связано как с размывом значительно выположенных зон кратонов, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию, так и, предположительно, крупных зон (областей, блоков) с преобладающим распространением

кварцитов и/или иных кварцсодержащих (или преимущественно кварцевых) пород. Существенную роль при этом играло неоднократное переотложение обломочного материала в прибрежных и мелководно-морских обстановках относительно стабильных континентальных шельфов. Третий тип распределения точек составов песчаников характерен для машакского уровня юрматиния, а также бедерышинского и инзерского уровней верхнего рифея. Псаммиты трех этих уровней группируются в полях I и IV, что указывает на вовлечение в разрыв минералогически зрелых осадочных и осадочно-мегаморфических пород из рециклированных орогенов.

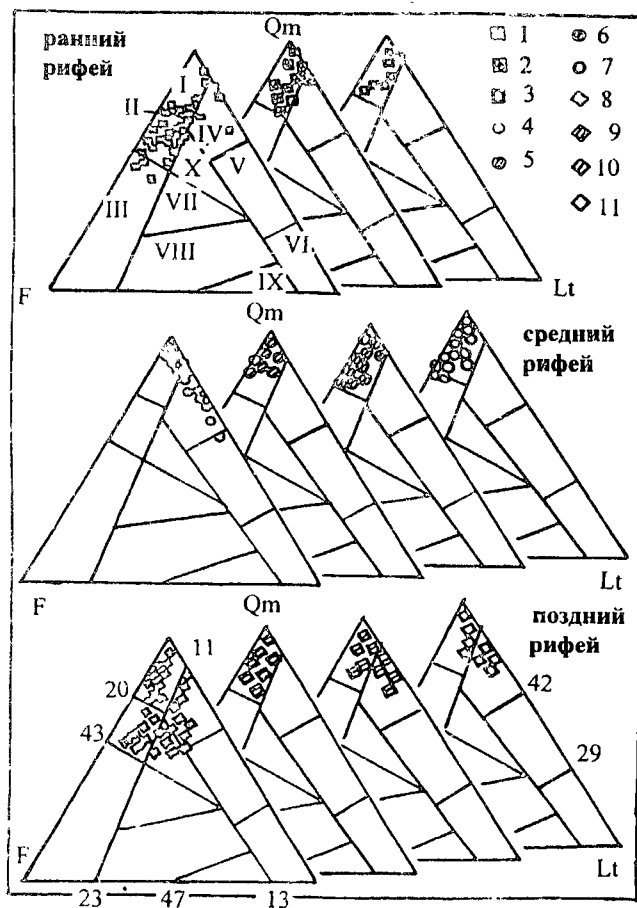


Рис. 24. Положение фигуративных точек составов песчаников эталона рифея на диаграмме Q_mFL [Dickinson, Suczec, 1979].

Основные терригенные уровни эталонного разреза рифея: 1 - айский; 2 - большеинзерский; 3 - юшинский; 4 - машакский; 5 - зигальгинский; 6 - зигазино-комаровский; 7 - авзянский; 8 - бирьянский; 9 - лемезинский; 10 - бедерышинский, 11 - инзерский.

Поля источников сноса: I-III - континентальные блоки; IV-VI - рециклированные орогены; VII-IX - островные дуги; X - смешанная зона

Исходя из приведенных материалов можно предполагать, что основными типами источников сноса для псаммитовых ассоциаций эталона рифея

являлись континентальные блоки и рециклированные орогены⁵⁷.

Рассматривая характер изменения соотношений наиболее крупных классов источников сноса в процессе формирования песчаниковых ассоциаций типового разреза рифея, следует отметить определенную схожесть бурзянской и юрматинской серий. Образование песчаниковых последовательностей базальных уровней бурзяния и юрматиния происходило за счет размыва кристаллических пород внутренних зон Восточно-Европейской платформы, осадочно-метаморфических комплексов раннего протерозоя и осадочных пород рифея. Последнее наиболее типично, по-видимому, для мащакского уровня, одним из источников питания которого были терригенные толщи нижнего рифея. На средних и поздних стадиях эволюции ранне- и среднерифейского бассейнов седиментации в область осадконакопления поступала более зрелая кластика. Верхнерифейские ассоциации псаммитов имеют, напротив, в целом менее зрелый, в минералогическом отношении, состав. В качестве основных источников сноса для них в течении всего позднего рифея выступали, по-видимому, как внутренние зоны кратона, так и области типа рециклированных орогенов. Наряду с палеогеографическими и петрохимическими данными это свидетельствует, по всей видимости, в пользу предположения о постепенном усложнении с течением времени общей схемы минерального питания бассейнов седиментации рифея западного склона Южного Урала и вовлечении в размыв все более гетерогенных по составу зон [Маслов, 1997а].

Иных представлений на генезис обломочного материала, поступавшего в бассейны осадконакопления, существовавшие на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в рифее, придерживается Л.В.Анфимов. Сравнительное изучение плотности зерен кварца из гнейсов, мигматитов, кварцитов и гранитов тараташского комплекса, галек песчаников и кварцитов конгломератов различных уровней типового разреза рифея и песчаников базальных свит, выполненное Л.В.Анфимовым [1997 и др.], показало, что породы двух последних групп отличаются по данному параметру от кристаллических пород. По мнению Л.В.Анфимова, это позволяет прийти к выводу о том, что "... песчаники и кварциты"⁵⁸ из обломков рифейских конгломератов по возрасту дорифейские и послетараташские, представляют собой породы

⁵⁷ В первом случае песчаники формируются за счет размыва массивных окраин континентов, плутонических комплексов орогенных дуг, рифтогенных внутриконтинентальных сооружений во втором - вследствие разрушения относительно приподнятых орогенных зон, поставляющих в области седиментации повышенное количество членистых фрагментов, к подобным образованиям относятся обычно передовые дуги, коллизионные сооружения, субдукционные комплексы. Однако, было бы ошибкой считать данный вывод полностью приемлемым для конкретной геологической ситуации Башкирского мегаантиклинария, исходя из отмеченных выше возможностей конвергенции и параллельного влияния ряда взаимозависимых факторов контроля состава кластических пород

⁵⁸ Здесь уместно обратить внимание на то, что Л.В.Анфимов изначально анализировал, по всей видимости, только состав кварца из галек собственно песчаников и кварцитов, многочисленные иные гилы обломков пород, известные в пластах и линзах конгломератов в разрезах нижней части айской свиты и бирьянской подсвиты ильмердакской свиты, вероятно, в это рассмотрение не попали

размываемого в рифее нижнепротерозойского чехла Русской платформы, который на востоке практически уничтожен эрозией". Автор считает, что какая-то часть кварца поступала в осадки и за счет прямого размыва пород кристаллического фундамента, однако роль такого кварца "... была резко подчиненной и поэтому не проявилась на интегральных графиках структур плотностного состава".

3.3. Петрохимия песчаников типа рифея

В середине 80-х гг. в изучении песчаных ассоциаций наместился крен в сторону генетической интерпретации не только петрографического, но и химического состава псаммитов, т.к. последний дает более точную, по сравнению с модальным петрографическим анализом, информацию об условиях формирования псаммитов. Однако при этом теряется информация "структурного плана" [Johnsson, 1993], часто также представляющая достаточно большой интерес для исследователей. В то же время, для первых, наиболее общих, сопоставлений подобный подход вполне приемлем, тем более, что он дает возможность установить некоторые тенденции в "эволюции составов пород с течением времени" не "привязывая" жестко рассматриваемые поля к классификационным полям диаграмм [Гареев, Маслов, 1992].

Анализ петрохимии псаммитов позволяет, во-первых, более точно проводить их классификацию. Так, основная масса точек составов псаммитов айской свиты на петрохимической диаграмме А.Г.Коссовской и М.И.Тучковой [1988] в координатах $\text{SiO}_2-(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{Mg}+\text{MnO}+\text{TiO}_2)$ концентрируется в "главном" поле полимиктовых песчаников и только некоторые из них тяготеют к полям кварцевых и олигомиктовых разностей (см. рис. 23), что обусловлено общим невысоким вызреванием кластики, пестрым спектром размывавшихся в начале раннего рифея пород и относительно низкой общей структурной зрелостью аркозов [Маслов, 1990].

Во-вторых, у исследователей появляется дополнительный инструмент для реконструкции источников сноса. Это хорошо видно на примере приведенных выше данных о составе псаммитов айской и зильмердакской свит. Минералого-петрографическое изучение песчаников указанных подразделений нижнего и верхнего рифея показало, что материнскими породами для них являлись в основном гнейсы и гранито-гнейсы и, в какой-то мере осадочные и осадочно-метаморфические образования, а в качестве второстепенных источников - основные и ультраосновные породы. Об этом же недвусмысленно свидетельствуют и петрохимические параметры песчаников рассматриваемых уровней. Так, на диаграммах АМ и АФ А.Г.Коссовской и М.И.Тучковой [1988] отчетливо видно, что формирование песчаниковых ассоциаций айской и зильмердакской свит происходило в основном в результате разрушения комплекса кислых изверженных и вулканических пород (рис. 25). То, что количество основных и ультраосновных пород в области сноса было незначительным, показывает ориентировка полей составов псам-

митов, “берущих начало” в области параметров А и М, характерной для гранитов и липарито-дацитов.

Использование дискриминантных петрохимических диаграмм, построенных по данным о химическом составе песчанниковых ассоциаций из известных геодинамических обстановок, с определенной долей успеха позволяет решать “обратную задачу” - реконструкцию возможных обстановок формирования псаммитов или верифицировать модели, основанные на других критериях. Например, на диаграмме Дж.Мейнарда и др. [Meunard et al., 1982] в координатах $(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$, фигуративные точки песчанников бирянской подсвиты зильмердакской свиты занимают ее крайнюю правую часть в области больших значений параметра $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Псаммиты айской свиты имеют средние значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, близкие к таковым для песчанников бирянского уровня, однако, средняя величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в них почти на порядок ниже. В совокупности это отвечает характеристикам песчанников, формировавшихся в условиях пассивных окраин⁵⁹. Близкая картина наблюдается на диаграммах М.Бхатиа [Bhatia, 1983] в координатах $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ - $(\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})+\text{MgO})$, $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ - $(\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})+\text{MgO})$ и TiO_2 - $(\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})+\text{MgO})$, где основная масса фигуративных точек аркозов айской и

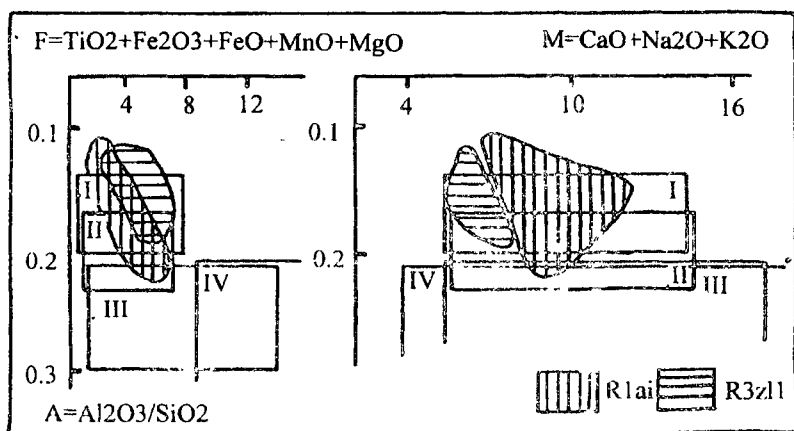


Рис. 25. Диаграммы AF (слева) и AM [Коссовская, Тучкова, 1983] с нанесенными на них полями составов магматических пород и песчанников аркозовых ассоциаций типового разреза рифея западного склона Южного Урала [Гареев, Маслов, 1992].

Поля составов магматических пород: I - липаритодациты; II - граниты; III - гранодиориты; IV - андезитобазальты

⁵⁹ В то же время аркозовые ассоциации рифея Башкирского мегаинклинория характеризуются значительно большей зрелостью по сравнению с объектами, использованными Дж.Мейнардом и др. для выделения классификационных полей и, исходя из геологических данных, формировались заведомо в “пассивных” платформенных обстановках

ильмердакской свит концентрируется на них в классификационном поле, отвечающем "песчаным комплексам пассивных континентальных окраин"⁶⁰.

Для оценки общих условий формирования песчаников используется также анализ их химического состава с помощью системы петрохимических модулей. Для стратотипического разреза рифея Э.З.Гареевым [1987, 1989 и др.] впервые было предпринято, а позже, совместно с А.В.Масловым [Гареев, Маслов, 1992, 1994; Маслов, Гареев, 1988, 1991, 1996 и др.], продолжено, рассмотрение основных черт изменения алюмокремниевое (АМ= Al_2O_3/SiO_2), гидролизатного (ГМ= $Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO/SiO_2$), натриевого (НМ= Na_2O/Al_2O_3), титанового (ТМ= TiO_2/Al_2O_3) и ряда других модулей, осредненных для отчетливо литологически индивидуализированных подразделений (свит и подсвит). В результате исследований было установлено полностью симбатное изменение величин АМ, ГМ и НМ для нижнерифейского уровня стратотипа при постепенном снижении их абсолютных величин снизу вверх по разрезу бурзянской серии, что отражает процесс созревания поступающей в бассейн седиментации кластики от начала к концу цикла осадконакопления. Для средне- и позднерифейского уровней изменения АМ, ТМ, НМ и ГМ снизу вверх по разрезу имеют отчетливо пилообразный характер (рис. 26).

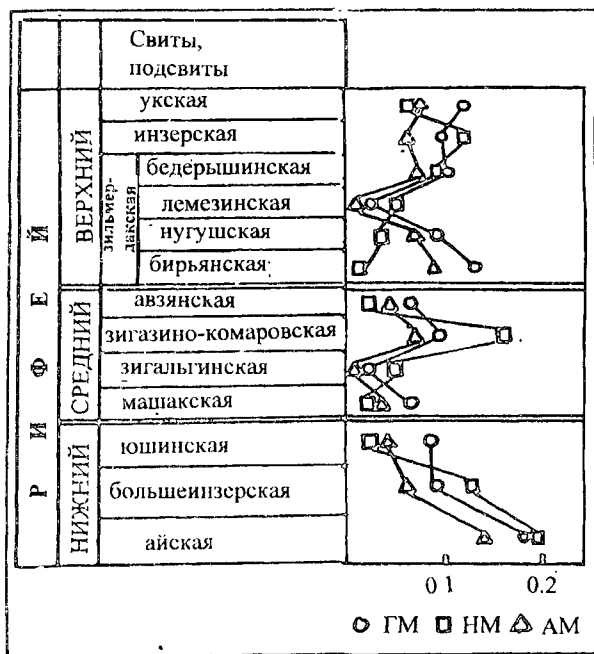


Рис. 26. Характер поведения петрохимических модулей в песчаниках эталонного разреза рифея, по данным [Маслов, Гареев, 1994, 1996; Гареев, Маслов, 1994]

Таким образом, было установлено существование двух типов модульных кривых. Кривые *первого* типа характеризуют седиментационные циклы, в течении которых формировались песчаниковые ассоциации с последовательно убывающими значе-

⁶⁰ Следует, однако, еще раз указать, что применение термина "пассивная окраина" при реконструкции геодинамических обстановок накопления рифейских осадочных комплексов носит весьма условный характер

ниями алюмокремниевого, гидролизатного и натриевого модулей. Кривые *второго* типа имеют иной облик. Циклы, которые они характеризуют, начинаются песчаниками с промежуточными (внутри цикла) значениями ГМ и АМ. На начальных этапах циклов наблюдается согласованное уменьшение этих модулей, на средних же и, часто, заключительных этапах значения модулей существенно возрастают. Впоследствии они либо вновь уменьшаются, либо остаются примерно теми же, что и на средних этапах.

Согласованное уменьшение снизу вверх по разрезу бурзянской серии значений АМ, ГМ и НМ и некоторое увеличение ТМ хорошо соответствует представлениям о размыве слабо измененных изверженных и осадочно-метаморфических пород при постепенном нарастании в области сноса процессов химического выветривания, пепеленизации водосборов и ослаблении тектонических движений.

Пилообразная форма кривых петрохимических модулей (особенно ГМ и АМ) отражает, по всей видимости, постепенное вызревание обломочного материала, поступавшего в бассейны осадконакопления, соответственно, в машакско-зигальгинское и бирьянско-лемезинское *“время”*. В последнем случае мы имеем постепенное минералогическое созревание псаммитов как в результате увеличения зрелости поступавшей в бассейн кластики, так и вследствие переработки ее в подвижных, гидродинамически активных зонах крайнего мелководья [Маслов, 1988, 1993]. Изучение каркаса песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты показывает, что в начале позднего рифея размывался достаточно сложный комплекс пород: кислые магматические, осадочно-метаморфические и осадочные. Очевидно, что песчаники бедерышинской подсвиты, перекрывающие экстракварцевые песчаники лемезинского уровня и являющиеся петрографически и петрохимически менее зрелыми, нежели последние, не могли формироваться в результате *“дальнейшего преобразования”* пород области размыва. Уменьшение зрелости поступавшего в бедерышинское *“время”* в бассейн обломочного материала могло быть обусловлено рядом факторов, наиболее реальным из которых являлось расширение с течением времени площади водосборов и вовлечение в процессы осадкообразования материала более далеких и менее преобразованных зон. Для средних и поздних этапов юрматиния и каратавия характерно существенное (почти на порядок) увеличение значений гидролизатного и алюмокремниевого модулей. Наиболее вероятное объяснение этого - появление на средних этапах новых, незрелых в петрохимическом отношении, источников сноса.

Подтверждением правильности представлений о влиянии *“новых источников незрелой в петрографическом отношении кластики”* являются данные сравнительного сопоставления формы модульных кривых среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория и модульных кривых, построенных А.В.Сочавой и др. [1992] для вендских отложений Подолии и Московской синеклизы. В истории терригенного осадконакопления позднего венда в указанных регионах выделяются три этапа [Палеогеография и литология.... 1980; Сочава и др., 1992]. На первом, примерно совпадающем с

накоплением отложений редкинского горизонта, основными поставщиками пастики выступали внутрикратонные поднятия, сложенные гранитоидами фундамента и вулканитами. Второй этап (котлинское время) характеризовался интенсивными горообразовательными процессами по периферии платформы и резким усилением привноса в бассейны аллохтонного, в значительной степени незрелого в петрохимическом отношении, материала. На третьем этапе, в условиях затухания тектонических движений во “внешних” и “внутренних” источниках сноса, имели место глубокие преобразования обломочного материала на палеоводосборах и формирование в прилежащих к ним бассейнах зрелых песчаных ассоциаций. Характер модульных кривых (AM, GM и NM) в разрезах верхнего венда Подолии и Московской синеклизы исключительно ярко подчеркивает события второго этапа. Аналогичное поведение модульных кривых установлено и для разрезов юрматинской, каратауской и ашинской серий верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория [Маслов, Гареев, 1994]. Это делает более обоснованными предположения о появлении в середине юрматиния, каратавия и позднего венда источников незрелого в петрохимическом отношении терригенного материала по периферии позднедокембрийских Волго-Уральских седиментационных бассейнов

Приведенные выше данные по эволюции минералого-петрографического и химического состава песчаных ассоциаций эталонного разреза рифея дают, конечно, во многом еще только эскиз общей картины. Однако, уже первые шаги в этом направлении показывают сложную историю формирования каркаса песчаников, обусловленную главным образом различными эволюцией и составом питающих провинций и, отчасти, климатическими вариациями. Анализ макроизменений составов песчаников на уровне серий показывает, что псаммиты бурзяния формировались, по-видимому, вследствие последовательного (направленного) “вызревания” пород источников сноса, тогда как в среднем и позднем рифее на средних этапах седиментационных циклов наблюдается вовлечение в размыв новых источников незрелого в петрохимическом отношении обломочного материала [Гареев, Маслов, 1994]. Весьма необычно при этом то, что если в фаціальном и формационном отношении верхнерифейские образования Башкирского мегантиклинория заметно отличаются от ниже- и среднерифейских, то рассмотрение петрохимических особенностей песчаных ассоциаций дает иную картину - наиболее близкими оказываются средне- и верхнерифейские образования, тогда как нижнерифейские отчетливо от них обособлены.

3.4. Общие особенности петрохимии терригенных и карбонатных образований типа рифея

Целенаправленные собственно петрохимические (как и геохимические, см. ниже) исследования осадочных ассоциаций типа рифея были начаты Ю.З.Гареевым в 1978 г. До этого времени в геологической литературе, посвященной осадочным последовательностям рифея Башкирского мегантикли-

нория, существовали только единичные и несистематические публикации посвященные отдельным аспектам петрохимии терригенных и карбонатных образований бурзянской, юрматинской и каратауской серий.

Так, В.А.Злобиным [1980] была подчеркнута петрохимическая специфика терригенных пород западного склона Урала - исключительно высокие содержания K_2O в глинистых сланцах. По его оценкам в сланцах нижнего рифея присутствует 7-8% K_2O , в средне-верхнерифейских - 4-5%, тогда как сходных по условиям формирования и гранулометрии образованиях Сибирской и Китайской платформ содержания K_2O не превышают 3-4%. Объяснение этому В.А.Злобин видел в размыве в рифее ультракислого субстрата в условиях преимущественно физического выветривания.

Позднее Я.Э.Юдовичем [Юдович, Кетрис, 1989; Юдович и др., 1991] была предложена иная трактовка этих фактов. По мнению указанных исследователей, конкурирующими гипотезами, объясняющими присутствие в верхнедокембрийских разрезах повышенных накоплений K_2O , являются: 1) предположения об обогащении их калиевой пирокластикой и 2) специфических особенностях докембрийского выветривания. Я.Э.Юдович и Э.З.Гареев отметили, что предположения Б.Р.Шпунга о присутствии в высококалийевых сланцах рифея Башкирского мегантиклинория пирокластики, в т.ч. сильно доломитизированной, представляются сомнительными. Причина накопления калия виделась указанным авторам в преобладании на докембрийских континентах аридного климата и связанных с этим особенностях процессов выветривания. В типовом разрезе рифея наиболее обогащенные калием образования типичны для айской (большеинзерской) и зильмердакской свит, что подчеркивает локализацию высококалийевых толщ над поверхностями крупных стратиграфических перерывов и подразумевает, таким образом, связь их с корами выветривания.

Анализ банка данных химических составов тонкозернистых терригенных пород докембрия и фанерозоя позволил Я.Э.Юдовичу и др. [1991] утверждать значительное отличие докембрийских процессов химического выветривания от латеритного процесса мезо-кайнозоя. Господство на суше аридных обстановок (низкие значения отношения *вода/порода*, высокие концентрации H_4SiO_4 и соответствующие значения pH) обуславливало, предположительно, инертность калия и накопление его, по всей видимости, в верхних горизонтах кор выветривания в форме реликтовых калиевых полевых шпатов и сорбированном на глинистых минералах состоянии.

По данным Л.В.Анфимова и др. [1982], среди доломитов нормального состава широко развиты высокомагнезиальные доломиты, что обусловлено присутствием в них тонкодисперсного магнезита.

Изучение литолого-геохимических особенностей пород большеинзерской свиты нижнего рифея показало, что отложения данного уровня эталонного разреза имеют сглаженно-упорядоченный или распределения малых элементов на идеализированном петрографическом профиле и соответствуют по своему характеру образованиям морской мелководья [Маслов, Гареев, 1983]. Вероятно, определенное влияние на некоторое выравнивание со-

связанных малых элементов между основными типами пород было обусловлено относительно высокими скоростями седиментации. Было высказано предположение, что обломочный материал поступал в зону седиментации из горизонтов кор с незавершенным (?) профилем выветривания.

Анализ характера распределения редкоземельных элементов в терригенных и карбонатных породах стратотипа рифея [Анфимов и др., 1987а; Гареев, 1989] позволил показать, что кривые распределения РЗЭ в отложениях нижнего и среднего рифея сходны с теми, что типичны для гранитных пород коры континентального типа, тогда как для верхнерифейских образований распределение РЗЭ существенно иное. Авторами высказано предположение, что формирование верхнерифейских осадочных ассоциаций типового разреза происходило за счет перемива подстилающих отложений бурзянской и юрматинской серий⁶¹.

Данные опробования всего типового разреза рифея (ПКСА и количественный рентген-флуоресцентный анализ) показали, что средние содержания стронция в известняках и доломитах в основном соответствуют кларковым или ниже них [Гареев, 1982]. Исключением являются только пелитоморфные известняки большеинзерской свиты нижнего рифея, подинзерских слоев инзерской свиты верхнего рифея [Гареев, 1989 и др.]; аналогичное явление характерно также для отдельных уровней бакальской свиты. Э.З.Гареевым [Гареев, Алибаева, 1985] и Л.В.Анфимовым и др. [1987а, 1987б] была установлена тенденция к уменьшению величины отношения $Sr/Ca \times 1000$ в известняках вверх по разрезу типа рифея, что интерпретировалось как следствие эволюции условий седименто- и диагенеза. Показано, что первичноосадочных (за счет интенсивного испарения морской воды) доломитов в разрезах рифея западного склона Южного Урала, по-видимому, нет.

Я.Ю.Юдович и др. [1988], напротив, рассматривают нижнерифейские стронциевые аномалии как реликтовые, связанные с эффектом “*закрытой системы*”, когда в толщах переслаивания известняков и глинистых пород отсутствует сброс стронция в диагенезе в наддонные воды и происходит его накопление в карбонатных породах. Для подинзерского уровня предполагается глобальное повышение в водах оксана отношения Sr/Ca или же существование у верхнерифейских известковых водорослей специфической “*стронциевой функции*” - способности избирательного накопления стронция в процессе жизнедеятельности⁶².

Значительное внимание изучению литолого-геохимических особенностей отложений типового разреза рифея было уделено В.П.Парначевым. Тер-

⁶¹ Геологических данных в пользу этого предположения, однако, нет никаких.

⁶² Представляется, однако, что авторы данной работы в значительной мере переоценили роль микрофиолитовых и строматолитовых известняков в разрезах подинзерских слоев, количество их не превышает для данного уровня 10-15% и только в отдельных разрезах несколько больше [Маслов, Крупенин, 1991]. Исходя из этого более вероятным представляется предположение о повышении в позднем рифее величины отношения Sr/Ca . Такое предположение находит подтверждение и в установленном А.Б.Кузнецовым и др. [1997] факте снижения концентраций стронция в строматолитовых известняках верхнего рифея Башкирского мегаинклинория, по сравнению с хемогенными разностями.

ригенные отложения нижней части большеинзерской свиты нижнего рифея характеризуются, по данным В.П.Парначева (1988 г.), крайне низкими содержаниями *Mn*, что позволяет рассматривать их как образования крупного озерного водоема с повышенной и часто варьировавшей соленостью. Для отложений верхней части большеинзерской свиты, исходя из данных о повышенном содержании в терригенных и карбонатных породах фтора, наличие в песчаниках реликтов анкерита и/или сидерита⁶³, предполагается формирование в условиях дальнейшего осложнения бассейна и появления на отдельных его участках эвапоритовых обстановок.

Карбонатные породы верхнебашкирской подсвиты также характеризуются несколько более высокими, нежели кларковые, содержаниями фтора, что интерпретировалось В.П.Парначевым опять же как отражение обогащенности их пепловым вулканогенным материалом. Аналогичное предположение высказано и для алевролитов и алевропелитов суранской свиты, где наблюдается прямая корреляция содержаний фтора и гидрослюды. Из этого В.П.Парначевым сделан вывод о *замещении гидрослюдой тонкой пепловой пирокластики* (курсив и разрядка наши - А.М. и др.). Сходным образом трактовалась В.П.Парначевым природа уплощенных бурых фрагментов в алевролитах зильмердакской свиты, однако внимательное их изучение под микроскопом показало, что это ничто иное, как полуаморфизованные и замещенные в той или иной степени гидроокислами железа, титановыми минералами и, иногда, хлоритом, чешуйки обломочного биотита. Они, как известно, весьма характерны для аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов, преобразованных процессами глубинного катагенеза.

Более высокие чем кларк (в десятки раз) содержания хлора в породах указывают, по мнению В.П.Парначева [1987], на эвапоритовый тип седиментации. К числу эвапоритовых (в широком смысле) бассейнов, где осалонкопление происходит за счет концентрирования и испарения морских или континентальных вод, автором были отнесены бассейны саткинского и башкирского *“времен”*, характеризовавшиеся преобладанием лагуно-эвапоритовых обстановок седиментации и высокой и (или) варьирующей степенью осолонения. Подтверждением существования аналогичных или сходных обстановок в среднем рифее являются наличие в разрезах зигазино-комаровской, авзянской и катавской свит пестроцветных мергелей, доломитов, магнезитов и повышенные концентрации в породах этих уровней магния, калия, фтора и хлора⁶⁴.

Здесь следует особо остановиться на вопросе использования в качестве индикаторов *“эвапоритового режима”* известных в разрезе рифея Башкирского мегантиклинория залежей магнезитов и сидеритов. По данным Л.В.Анфимова [1988, 1997 и др.], они являются элизионно-катагенетическими образованиями возникшими *“... в седиментогенно-безрудных литологи-*

⁶³ И анкерит и сидерит в данном случае - суть продукты постседиментационных трансформаций и не имеют никакого отношения к процессам накопления исходных осадков

⁶⁴ Эту точку зрения поддерживает и один из авторов настоящего обзора (Э.З.Гареев)

ческих комплексах” и, следовательно, не имеют непосредственного отношения к процессам седиментогенеза⁶⁵.

По данным Л.В.Анфимова [1997], месторождения и проявления магнетитов, сидеритов, баритов и ряда других полезных ископаемых, известные в рифейских осадочных последовательностях Башкирского поднятия, имеют ряд общих черт, к которым можно отнести “... *дискордантный характер рудных тел и пластообразную, часто неправильную морфологию; присутствие дорудных и пострудных даек основных пород в рудных полях; стратиграфический, литологический, метаморфический... виды рудоконтроля; отсутствие генетической связи с магматизмом; геохимическое сходство состава микроэлементов и редких земель в полезных ископаемых и вмещающих породах; существование специализации состава пород рудоносных литологических комплексов, гидротермально-метасоматический способ отложения рудного вещества*”.

Основными аргументами в пользу представлений о значительной оторванности процессов формирования залежей от времени накопления вмещающих их осадков, т.е. их эпигенетической природе, являются, по мнению Л.В.Анфимова, следующие: 1) дискордантность формы рудных тел по отношению к общему порядку напластования; 2) приуроченность залежей к породам определенного уровня постдиагенетических изменений; 3) наличие дорудных даек основного состава; 4) широкий масштаб гидротермально-метасоматического рудоотложения и ряд др.

Вместе с тем существуют взгляды и об их формировании чисто седиментогенным путем. Так, по данным П.П.Смолина и др. [Генетические типы..., 1984; и др.], в наименее преобразованных и тектонически деформированных магнетитах наблюдаются текстуры, свидетельствующие об осаждении магнетита в чрезвычайно мелководных обстановках. Это массивная или неотчетливая субгоризонтальная, линзовидно-волнистая и косоволнистая слоистость, седиментационные брекчии с полуокатанными обломками доломитов, а также брекчии доломитов с магнетитовым цементом, поверхности размывов, текстуры, напоминающие знаки ряби, трещины усыхания. По данным указанных авторов, последние наиболее характерны для сидеритовых залежей бакальской свиты, нередко ассоциирующих с водорослевыми магнетитовыми накоплениями. В пользу подобной концепции как будто свидетельствует и отсутствие в литературе конкретных данных о замещении в пределах Саткинского рудного поля известковых осадков в диагенезе доломитами, а в катагенезе - магнетитами. По материалам П.П.Смолина и его соавторов, в магнетитах присутствуют только реликты тонкозернистого и тонкослоистого магнетита, представляющие собой исходный седиментогенный субстрат.

⁶⁵ Однако, по наш взгляд, до настоящего времени все же не вполне ясны источники рудных флюидов. Если магний мог предположительно заимствоваться из карбонатов, содержащих первично (седиментогенно) рассеянные микрокристаллы магнетита и других собственно магнетитовых минералов, то почему, как утверждают В И Виноградов и В М Горюхин [1998] (см. далее справку к логичным А И Швелева), стронций и аргон поступали при этом из терригенных образований пеловинкинской подсвиты?

Модель накопления магнетитовых осадков в мелководных лагунах предполагает существование и таких специфических образований как бары, подводные пересыпи или косы и т.п.; их роль могли, в ряде случаев, исполнять водорослевые биогермы или тела кварцевых песчаников, однако, как отмечают П.П.Смолин и др., магнетиты не имеют какой-либо видимой связи с теми или иными типами барьеров. Особую роль в интерпретации генезиса магнетитовых залежей играют, по П.П.Смолину и др., наблюдения за контактами магнетитов с вмещающими их образованиями. Это либо клиновидные соотношения, либо расщепление, либо тупые и субвертикальные контакты, именно последние чаще всего интерпретируются как аргумент в пользу гидротермального генезиса магнетитов. Однако, как указывают авторы, резкие латеральные границы между магнетитами и доломитами характерны и для современных или слабо литифицированных магнетитов кайнозойского возраста, первично-осадочная природа, которых несомненна (Кара-Богаз-Гол, Анатолия и др.). Основным моментом, контролирующим появление подобного типа границ, является гидрохимическая зональность и границы типа буферов и барьеров между зонами накопления различных по составу фаз в бассейнах эвкарбонатной седиментации. Латеральная миграция подобных барьеров происходит под влиянием вариаций в притоке вод с континента в полузакнутые мелководные лагуны - основное место садки седиментогенного магнетита. При постепенном перемещении границ раздела различных фаз могут формироваться клиновидные выклинивания магнетитов (авторы работы [Генетические типы..., 1984] ссылаются здесь на данные Л.В.Анфилова, по которым в Саткинском рудном поле доля границ подобного типа достигает 50%), тогда как скачкообразное перемещение барьеров дает тупое ступенчатое выклинивание (около 35% границ).

Резюмируя все приведенные данные, П.П.Смолин и др. пишут, что совокупность всех наблюдений "... наилучшим образом объясняется первично-седиментационной концентрацией мгномагнетитовых карбонатов. Позднетектоническая гипотеза не согласуется с докладеватым возрастом магнетитов катагенетическому стяжению магнетита из тонкорассеянных кристаллов противоречит наличие ореолов гипермагнетитовых доломитов тогда как доказательством перераспределения магния могут служить лишь ореолы обеднения ..." ⁶⁶.

По представлениям А.И.Шевелева [1997], магнетиты также приурочены "... к мелководно-лагунным фациям, находящимся вблизи континента где шло накопление специфических литологических разностей пород, включая высокомагнетитовые осадки, которые, в зависимости от условий осадконакопления, образовали магнетитовые формации определенного строения". В качестве источника растворенного магния для нижнерифейских магнетитов Башкирского мегантиклинория автором рассматриваются коры

⁶⁶ Последний тезис еще раз отмечен П.П.Смолиным в главе 9 "... данные Л.В.Анфилова об избыточных ореолах магнетита в доломитах прямо противоречат соотношениям, которые должны бы были быть при латераль-секрционной происхождении магнетитов местах повышенной концентрации должны окружаться местами пониженной концентрации "

пыветривания базитов (на это, по его данным, указывают присутствие в основании магнетитоносных формаций базитового туфового материала и повышенные концентрации магния, марганца и железа в перекрывающих отложениях). Предполагается, что выпадение магнезиально-карбонатных осадков из морской воды могло происходить не в эвапоритовых условиях, а при умеренно-гумидном климате в изолированных лагунах и озерах. Характерная для миогеосинклинальных магнетитоносных формаций ритмичность показывает приуроченность магнезитовых толщ к мелководным лагунным фациям гумидного типа, которые были в той или иной мере обогащены органическим веществом, характеризовались повышенной соленостью, но не содержали эвапоритовых минералов⁶⁷.

М.Т.Крупениным [1982, 1987 и др.], на основании детальныx литолого-фациальных исследований на сидеритовых месторождениях Бакала, было убедительно показано, что сидериты не имеют признаков специфических осадочных фаций и, более того, рудные сидеритовые тела пересекают границы всех существующих карбонатных осадочных фаций, являясь эпигенетическими. В породах бакальской свиты сидериты являются эпигенетичными и по отношению к магнезитам [Крупенин, Анфимов, 1985], причем оторваны от последних в своем образовании еще и этапом перекристаллизации. Что касается магнезитов, то роль седиментогенеза в накоплении магния представляется важной, поскольку известно, что залежи кристаллического магнезита (несмотря на комплекс признаков их метасоматического отчетливо эпигенетического образования) строго ограничены определенными стратиграфическими горизонтами: нижняя часть карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты, нижняя часть шуйдинского горизонта бакальской свиты, миньякская подсвита суранской свиты нижнего рифея, катакская подсвита авзянской свиты среднего рифея [Анфимов, Бусыгин, 1982]. На первичное седиментогенное обогащение осадков магнием указывает и присутствие ореолов "*тонкорассеянного магнезита*" вокруг магнезитовых залежей. Существование дорудных по отношению к магнезитам диабазовых даек также находится под вопросом, т.к. на Бакальских и Саткинских месторождениях известны как "*холодные*" контакты, так и зоны брусигизации в зальбандах даек. Видимо, генезис магнезитовых месторождений является сложным - не чисто седиментогенным, но и не чисто гидротермально-метасоматическим с привносом в зоны рудокализации магния разгрузившимися здесь флюидами. Можно предполагать ступенчатый седименто-

⁶⁷ Вопросу генезиса Саткинских месторождений магнезита посвящена и публикация В И Виноградова и В М Горожанина [1998]. По данным авторов, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7096-0,7159) в тонко- и мелкокристаллических доломитах саткинской свиты свидетельствует против их первично-седиментационной природы. Этот же параметр в магнезитах существенно выше (0,7340), что, по мнению В И Виноградова и В М Горожанина, непосредственно указывает на формирование магнезитовых тел за счет действия латераль-секреционного механизма (при этом авторами предполагается привнос рубидия и радиогенного стронция из тонкозернистых или мелкозернистых отложений полонинской подсвиты саткинской свиты). Предполагается, что основные катагенетические процессы имели место в рассматриваемой части Башкирского мегаинклинория в интервале 970-830 млн лет.

генно-диагенетический механизм образования магнетитов с катагенетическим метаморфизующим воздействием эллизионных флюидов, поступавших из уплотнявшихся глинистых толщ. Именно это могло сформировать современную форму магнетитовых пластообразных залежей с метасоматическими латеральными контактами.

Рассматривая металлогенетическую специализацию позднедокембрийских черносланцевых толщ Южного Урала в контексте их формирования, В.П.Парначев и А.Н.Раевский [1988] отметили, что высокоуглеродистые (C_{org} более 3%) черные сланцы слагают в разрезах рифея в целом незначительной мощности пласты и пачки, несущие черты формирования в эвапоритовых и застойных бассейнах.

Изучение взаимосвязей в породах стратотипического разреза ряда малых элементов с использованием кластерного анализа показало, что терригенные отложения бурзяния, юрматиния и каратавия отличаются друг от друга [Гареев и др., 1986; Анфимов и др., 1993]; вероятно, это связано тем или иным образом с особенностями процессов осадконакопления и их эволюцией во времени. Для терригенных образований различных уровней зильмердакской свиты верхнего рифея было также установлено существование значимых отличий (индивидуальных геохимических черт). Объяснение этому виделось авторам в вариациях степени механической дифференциации кластики, а также различиях в климатических параметрах седиментогенеза и скоростях накопления обломочного материала.

В середине 80-х г.г. Э.З.Гареевым [1987, 1989 и др.] было показано, что источниками сноса почти на всем протяжении рифея выступали кристаллические породы кислого состава, климат в областях мобилизации кластики был близок к ариднему и/или семиаридному, а скорость осадконакопления - относительно высокой. О последнем, по мнению автора, свидетельствует слабая дифференциация тонкозернистых терригенных осадков. Наличие в песчаниках и алевролитах на многих уровнях разреза глауконита, преобладание в карбонатных породах стронция над барием, высокие содержания бора в глинистых сланцах (и преимущественная концентрация последнего по сравнению с рубидием) и ряд других данных позволили предположить, что накопление исходных осадков имело место в бассейнах с нормальной или близкой к ней солсностью.

Формирование отложений раннего и среднего рифея происходило, по представлению Э.З.Гареева, в "тиховодных лагунах"; часто осадконакопление имело черты близкие к эвапоритовому (высокомагнезиальные и высокожелезистые осадки и др.). Существенное изменение обстановок осадконакопления имело место, по всей видимости, в середине авзянского "времени". Начиная с этой эпохи преимущественно восстановительные обстановки сменяются окислительными, реконструируется ряд эпизодов "гумидизации" климата и т.д. Таким "эпизодом гумидизации" могли являться, в частности, периоды накопления известняков катавской и укской свит [Гареев, 1982]. Был сделан также вывод о том, что широкий спектр и повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания ряда малых элементов, характер распределе-

ния их между различными типами пород и значительное количество глинистого материала в составе нерастворимых остатков известняков катавской и укской свит можно объяснить, по всей видимости, гумидным климатом в областях денудации и спокойным гидродинамическим режимом бассейнов осадконакопления. Некоторые же различия в содержаниях малых элементов в известняках этих уровней отражают либо эволюцию источников сноса, либо существование в катавское “*время*” дополнительного источника силикокластики.

Параметры климата и среды осадконакопления начала позднего рифея рассмотрены Э.З.Гареевым [1987] на примере стратотипического разреза зильмердакской свиты по р.Мал.Инзер. По его данным, фигуративные точки составов глинистых пород из нижнего подразделения свиты, бирьянской подсвиты, попадают на диаграмме А.Б.Ронова и З.В.Хлебниковой в поле “*континентальных глин умеренно холодного климата*”, тогда как точки составов аналогичных по гранулометрии образований из бедерышинской подсвиты, завершающей разрез свиты, располагаются частично в поле “*морских глин и отложений засоленных лагун и озер*”, а частично - в поле “*континентальных глин влажного и жаркого климатического пояса*”. По невысоким значениям *фемического модуля* автором сделан вывод о существовании в бирьянское “*время*” двух источников сноса.

Выполненные автором реконструкции основных особенностей осадконакопления по геохимическим данным достаточно хорошо согласуются с имеющимися седиментологическими моделями. Так, для бирьянского и лемезинского “*времени*” предполагалась седиментация в опресненных дельтовых обстановках. Нугушское и бедерышинское “*время*” характеризовались также существенно опресненным типом вод в бассейне ($4 < Fe/Mn < 216$); и только к концу времени формирования отложений зильмердакской свиты можно предполагать некоторое повышение солёности. Для оценки параметров климата Э.З.Гареевым использовано содержание TiO_2 и значения титанового модуля, что позволило показать определенную нестабильность климата и вариации его в течение зильмердакского “*времени*” от аридного до гумидного.

Рассматривая условия формирования отложений инзерской свиты на примере стратотипического разреза, Э.З.Гареев [1988] отмечает сглаженноупорядоченный профиль распределения средних содержаний малых элементов в ряду “*песчаники-карбонаты*”, что предполагает (по Н.М.Страхову) миграцию большинства элементов в коллоидной и сорбированной глинистыми частицами форме и указывает на существование в инзерское “*время*” в области сноса таких условий химического выветривания, которые способствовали глубокому разложению силикокластического материала. Основываясь на величине *титанового модуля* в песчаниках (0,042-0,060) и глинистых породах (0,044-0,052), автор сделал вывод о преобладании в рассматриваемый период аридных и/или переходных к гумидным климатических обстановок. На достаточно хорошую аэрацию придонных вод указывает величина *закисного модуля* в глинистых сланцах, составляющая порядка 0,31-0,46.

По данным Э.З.Гареева [1989], о близких к гумидным климатических обстановках осадконакопления в авзянское и зильмердакское “*время*” могут свидетельствовать несколько повышенные содержания в обломочных породах *Mn*. Низкие содержания марганца в карбонатных породах всего стратотипического разреза рифея, напротив, предполагают накопление их в обстановках, сходных с аридными. На это же указывает преобладание тяжелых элементов в составе РЗЭ из карбонатов. Повышенные концентрации легких РЗЭ в глинистых породах также укладываются в эту схему. Резкая положительная аномалия марганца в отложениях машакской свиты была связана автором с влиянием процессов вулканизма.

Характеризуя физико-химические аспекты рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала Э.З.Гареев [1989] отмечает, что формирование отложений всего типового разреза происходило в перикратонной части Русской платформы в пределах стабильного и лабильного шельфа. В раннем и среднем рифее обстановки седиментации носили, вероятно, полуизолированный характер, на что указывает преобладание в составе двух нижних серий типа рифея доломитов и “*черных сланцев*”. Э.З.Гареевым даны также оценочные величины рН и Eh морской воды в бассейнах этих эпох. Так, для бурзяния рН составлял, по всей видимости 7,8-8,0, а в раннем и среднем юрматинии - 7,2-7,5⁶⁸. Присутствие в разрезах бурзянской и юрматинской серии низкоуглеродистых глинистых сланцев предположительно указывает на определенный дефицит кислорода в придонных водах бассейна и, соответственно, низкие (ниже 0) значения окислительно-восстановительного потенциала.

По данным Э.З.Гареева и Т.Ю.Веретенниковой [1983, 1987], минералогический состав глинистых пород авзянской свиты соответствует составу исходных осадков иллитового ряда с определенной, а иногда и значительной, примесью монтмориллонита. Фигуративные точки составов отдельных проб глинистых сланцев из ушаковской и реветской подвиты попадают на диаграмме АКФ А.А.Предовского в поле собственно монтмориллонитов⁶⁹. По минеральному составу все пробы глинистых сланцев из опробованных авторами разрезов свиги сложены гидрослюдой политипа 1М. Петрохимические особенности пород указывают на накопление исходных осадков в условиях стабильного тектонического режима вдали от активных зон вулканизма ($\Sigma M=0,019-0,196$), степень химической дифференциации поступавшего в область седиментации обломочного материала была в целом невысокой (наименее дифференцированы осадки малоинзерской и куткурской подвиты); возможно это было связано с существованием в рассматриваемую эпоху аридного или семиаридного климата в областях размыва. По представлениям авторов, бассейн седиментации авзянского “*времени*” может рассматриваться как осолоненный; в отдельные периоды (катаскинское и реветское

⁶⁸ Здесь мы видим в типичном случае пример решения “*обратной задачи*” - восстановление параметров среды методом актуализма по наиболее широко развитым в разрезе глинам пород

⁶⁹ Естественно, что все подобные реконструкции основаны на предположении об изохимической природе процессов постседиментационных трансформации

«*время*») он, вероятно, имел достаточно высокую соленость (основные аргументы в пользу данного предположения - $Str/Ba \ll 1$, присутствие тонкорассеянных барита, сидерита и магнезита).

Было также установлено, что карбонатные породы миньярского уровня верхнего рифея, также как и большинство других осадочных образований типового разреза не несут следов влияния на седиментацию процессов вулканизма. На диаграмме АКМ А.А.Предовского они концентрируются в полях «... *отложений, накапливавшихся вдали от вулканически активных областей*» [Гареев, 1986]. Этот вывод подтверждается и изучением содержаний малых элементов в кремнях; концентрации большинства их здесь ниже, чем в глинистых сланцах и только для циркония, марганца и кобальта они несколько выше. Преобладание окисного железа над закисным свидетельствует об окислительных условиях карбонатакопления в миньярское «*время*». Химические составы большинства глинистых сланцев, встречающихся в виде маломощных прослоев среди доломитов миньярского уровня, отвечают на диаграммах А.Б.Роньва, З.В.Хлебниковой и В.К.Головенка составам промежуточным между морскими глинами аридного климата и континентальными глинами холодного климата; только для проб из самой нижней части миньской подсвиты можно предполагать близость условий формирования исходных осадков к морским и континентальным глинам влажного и жаркого климата. Это позволило Э.З.Гарееву сделать вывод об эволюции климатических обстановок накопления отложений миньярской свиты от гумидных-семигумидных в начале к холодным (со слабым химическим выветриванием на континенте) в конце. Этот тренд, по представлениям автора, хорошо вписывается в общую климатическую картину позднего рифея - смену жаркого влажного гумидного климата в зильмердакское и катавское «*время*» холодным в начале венда. Пониженные содержания железа и калия и повышенные концентрации алюминия в глауконитах из основания свиты могут быть объяснены образованием глауконитосодержащих осадков в удаленных от берсеговой части бассейна участках⁷⁰.

Исследование петрохимических особенностей низкоуглеродистых глинистых сланцев типового разреза позволило Э.З.Гарееву показать, что черносланцевые последовательности нижнего-среднего рифея образуют единый непрерывный ряд с резким преобладанием терригенно-углеродистой формации [Гареев, 1987, 1990]. Прямая корреляция между глиноземом и кремнеземом указывает на поступление основной массы последнего с терригенной составляющей. На диаграмме АКМ фигуративные точки составов сланцев попадают преимущественно в поле гидрослюд. Это дало возможность автору рассматривать их в целом как осадки, формировавшиеся в платформенных и субплатформенных условиях «... *вдали от областей активного вулканизма*». Установленные высокие в целом значения *закисного модуля* в большинстве черносланцевых толщ Башкирского мегантиклинория указывают на формирование исходных для них осадков в восстановительных условиях,

⁷⁰ Этот вывод был сделан в рамках методических разработок Г.А.Казакова [1982]

предположительно в замкнутых прибрежных лагунах, где преобладали обстановки повышенной солености. Аргументом для такого предположения является, по данным Э.З.Гареева, соседство в разрезах черносланцевых образований и карбонатных толщ существенно доломитового состава. Величина отношения CaO/MgO в углеродсодержащих породах составляет менее 1, что свидетельствует "... о широком развитии в них высокомагнезиальных карбонатов".

Статистический анализ литолого-геохимических данных [Гареев, Алибаева, 1985; Подковыров, Гареев, 1991] свидетельствует об уменьшении снизу вверх по типовому разрезу рифея доли доломитов и возрастании доли известняков. Основными уровнями распространения в разрезе последних являются большеинзерский, катавский, подинзерский и укский. С ними связаны и повышенные концентрации стронция. Изучение вариаций содержания стронция в разрезе средней части каратауской серии показало постепенное увеличение содержаний Sr к кровле катавской свиты, тяготение максимальных содержаний к нижней части подинзерских слоев и некоторое падение концентраций у кровли последних⁷¹. Интересно, что с уровнями стронциевых аномалий в известняках связаны и повышенные концентрации бария. Данные об отношении Sr/Ba в известняках, а также материалы изучения концентраций B , Ga и Zr в тонкозернистых силикокластических породах из тех же разрезов позволили авторам предполагать, что формирование нижне- и средне-рифейских карбонатных отложений происходило преимущественно в мелководных солоноватых и/или лагуно-эвапоритовых обстановках. По этим же критериям верхнерифейские известняки рассматривались как образования более опресненных и нормально-морских (ближних к платформенным) водоемов, формировавшихся в условиях постепенного нарастания трансгрессии. Эволюция составов карбонатных пород стратотипна рифея может быть описана, по мнению указанных авторов, в терминах смены платформенных рифтогенных обстановок раннего-среднего рифея окраинноконтинентальными мелководно-морскими в позднем рифее.

Интересно, что полученные М.Т.Крупениным данные о распределении РЗЭ в тонкозернистых известняках бакальской свиты, отобранных из периферии рудного поля (рис. 27), также в определенной мере свидетельствуют о формировании исходных осадков в морских обстановках. Главным аргументом в пользу такого вывода выступает подобие кривых распределения РЗЭ в известняках и воде современных океанов [Hogdahl et al., 1968].

М.В.Рыкус и др. [1993] отнесли углеродсодержащие толщи рифея Банкирского мегантиклинория к карбонатно- (большеинзерская свита) и терригенно-углеродистому (айская, саткинская, суранская, бакальская, машакская, зигазино-комаровская и авзянская свиты) типам, связанным между собой постепенными переходами. Основываясь на данных петро- и геохимических

⁷¹ Высокие содержания стронция в карбонатных породах катавской и инзерской свит (соответственно, до 2000 и 5000 ppm) подтверждены и в исследованиях А В Сочавы и В П Подковырова [1992]

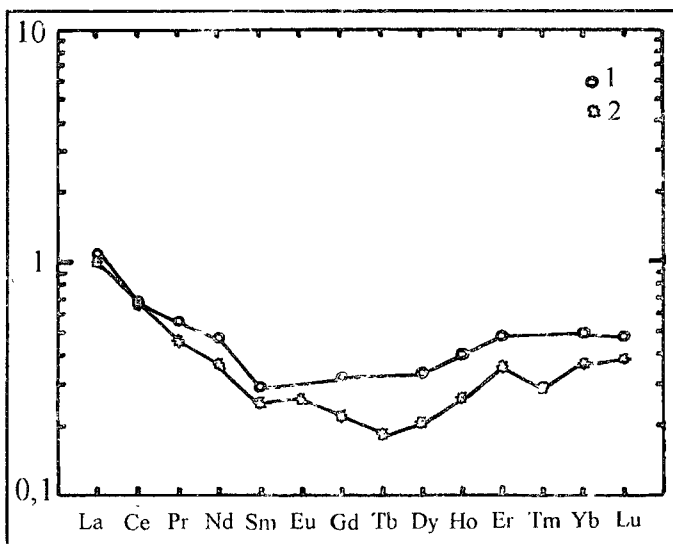


Рис 27. Распределение РЗЭ, нормированных относительно хондрита [Anders, Grevesse, 1989], в тонкозернистых известняках бакальской свиты. Привязка образцов 139 - березовская пачка, г.Березовая, 462-2с - корельская толща, карьер Корелка

исследований, авторы пришли к выводу о формировании в айское «*время*» исходных осадков за счет размыва слабо зрелого и обедненного титаном, алюминисм, железом и магнием субстрата, в качестве которого, по их мнению выступали «... скорее всего, диорито-гнейсы и гиперстеновые плагиогнейсы Тараташского комплекса». Резкое преобладание в тонкозернистых силикнокластических породах кисеганской подсвиты бария над стронцием «... может быть связано как с потерей Sr при корообразовательном процессе в гумидном климате, так и с некомпенсированным состоянием бескарбонатного бассейна седиментации в периоды формирования углеродистых толщ айского времени». Геохимические особенности низкоуглеродистых терригенных отложений середины саткинского «*времени*» (низкие содержания никеля, кобальта, хрома, марганца, бария, стронция, циркония и ряда других элементов)⁷² предполагают как некоторое изменение геохимического облика отложений, так и существенную роль среди размывавшихся образований базитового и/или гипербазитового субстрата (наличие хромшпинелидов, пироксенов и сульфидов в тяжелой фракции - дополнительное тому подтверждение). Формирование исходных осадков происходило, по всей видимости, на значительном удалении от областей сноса. Низкоуглеродистые терригенные

⁷² Основная масса определений малых элементов выполнена полуколичественным спектральным методом и частично продублирована атомно-абсорбционным методом

комплексы суранского уровня нижнего рифея в центральных районах мегантиклинория обнаруживают существенно более низкие, нежели кларковые, концентрации подавляющей массы малых элементов. Авторы предполагают существенная регрессия бассейна на юге Башкирского мегантиклинория и удаление зон седиментации от основных источников сноса.

По данным М.В.Рыкуса и его коллег, низкоуглеродистые образования машакской свиты обнаруживают присутствие вулканогенного материала. В качестве основных источников сноса в начале среднего рифея выступали, вероятно, породы основного состава. Отложения вышележащей зигазино-комаровской свиты представлены геохимически несколько более зрелыми образованиями. Близкий облик имеют и низкоуглеродистые отложения авзянской свиты. Основываясь на значениях основных петрохимических модулей и содержаниях микроэлементов М.В.Рыкусом и др. предполагается значительное изменение геохимического облика питающих областей во второй половине среднего рифея - появление в зонах размыва существенных по объему лейкокатровых ассоциаций.

В более поздней работе, посвященной в основном золотонности докембрийских осадочных толщ западного склона Южного Урала, М.В.Рыкус [1995] также привел краткую характеристику условий накопления отложений отдельных уровней типового разреза, основанную главным образом на материалах петрогеохимических исследований. Так, *“Отложение глинистого осадка в большеинзерское время происходило в гумидной обстановке, однако судя по резко различной концентрации глинозема и титана в сланцах различных возрастных уровней, можно отметить, что процесс химического выветривания и седиментации происходил при переменчивом климате - влажном и жарком для средней подсвиты и холодном континентальном для верхисй подсвиты”*. Низкие концентрации в породах большинства малых элементов связывались автором с длительным переносом и неодноратным переотложением кластики перед ее окончательным захоронением. Для песчано-сланцевых пород юшинской свиты, напротив, характерны повышенные (надкларковые) содержания преобладающей части микроэлементов.

Интересные выводы были получены М.В.Рыкусом при анализе данных А.Ф. и З.М.Ротару по золотонности конгломератов машакской свиты. Им высказано соображение, что повышенные относительно кларка содержания золота в конгломератах и основных эффузивах машакской свиты могут быть обусловлены собственно особенностями процессов их формирования (накопления), а не наложенными гидротермальными изменениями. Однако, данные представления нуждаются, по словам самого М.В.Рыкуса, в подтверждении большим фактическим материалом.

В процессе исследований автором было также показано, что породы серегинской и туканской подсвит зигазино-комаровской свиты имеют значительное геохимическое сходство (для них характерно заметное обогащение медью, цинком, свинцом, никелем, кобальтом, хромом), тогда как отложения

амбарской подсвиты обнаруживают существенно более низкие концентрации почти всех микроэлементов.

Одним из выводов рассматриваемой работы явилось заключение о том, что “*Низкие концентрации золота в терригенно-карбонатных отложениях вероятно связаны с отсутствием коренных золотоносных источников в период рифейского осадконакопления*”, однако предполагалась и возможность обнаружения уровней повышенной золотоносности при расширении поисковых работ.

По данным Э.З.Гареева и др. [Гареев, 1989, Гареев и др., 1983; Подковыров, Гареев, 1995], в составе машакской и в нижней части зигазино-комаровской свит преобладают гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые глинистые сланцы, исходный материал которых отвечал, по классификации В.К.Головенка, *K*- и *K-Al*-гидрослюдам. Для более высоких уровней юрматинской серии (зигазино-комаровская и авзянская свиты) реконструкции первичного состава глинистых пород показывают вероятное присутствие в исходных осадках хлорит-гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых ассоциаций; в составе последней предполагается присутствие и палыгорскита. Подчиненную роль здесь играли, вероятно, низкомагнезильные *K-Al*-гидрослюдистые глины.

По данным указанных авторов, основанным на анализе составов и петрогеохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии, климат первой половины среднего рифея (машакское - начало зигазино-комаровского “*времени*”) может быть условно оценен как семиаридный (гидрослюдистые и гидрослюдисто-хлоритовые сланцы с преобладанием *K* и *Fe*, умеренными и пониженными содержаниями *Na* и *Mg*; пределы колебаний отношения *Sr/Ba* составляют от ~ 0,08 до 0,17; $6 < B/Ga < 7,5$). Конец среднего рифея (авзянское “*время*”) характеризовался накоплением *Mg-Fe-K*-пелитов в условиях некоторой аридизации климата (величина отношения *Sr/Ba* для бескарбонатных разностей составляет ~ 0,12; *B/Ga* - 11,0). Ранее пестроточетность мелководно-морских отложений верхних частей седиментационных циклов рифея Башкирского мегантиклинория связывалась Э.З.Гареевым [1989] и В.Н.Подковыровым [1989] также с некоторой аридизацией климата.

В.И.Сначевым, М.В.Рыкусом и др. [1996] было проведено опробование разрезов кузельгинской подсвиты машакской свиты в пределах хр. Большой Шатак с целью выявления возможных аналогов известных месторождений золотоносных конгломератов. Авторами установлена повышенная (на 1-2 порядка относительно минимально-аномальных) золотоносность конгломератов в ряде горизонтов; показана приуроченность наиболее высоких значений к зонам гидротермальных изменений⁷³.

Исследование химического состава тонкой фракции глинистых сланцев и аргиллитов каратауской серии позволило установить, что отношение Al_2O_3/TiO_2 варьирует в них от 16 до 26, что в целом характерно для гумидных

⁷³ Вопросы первично-осадочного концентрирования золота в конгломератах авторами, по всей видимости, не рассматривались при этом вообще

и переходных климатических обстановок [Маслов, Гареев, 1988]⁷⁴. Как следует из анализа характера кривой распределения значений данного отношения в позднем рифее на общем фоне гумидного климата имели место эпохи некоторой аридизации, например, начало катавского “времени”. По данным химического анализа тонкой фракции глинистых сланцев из разрезов верхней части зильмердакской и нижней части катавской свит можно предполагать, что аридизация климата началась в конце зильмердакского “времени”. Отношение Al_2O_3/TiO_2 постепенно увеличилось до 35, достигнув к началу катавского “времени” значений порядка 50-60.

Подтверждением существования в конце зильмердакского-начале катавского “времени” климата с признаками аридизации (или собственно аридного) служат также находки псевдоморфоз по галиту в разрезе средней части бедерышинской подсвиты [Маслов, 1986, 1988; Гареев, 1987] и данные по химическому составу терригенных пород зильмердакской свиты, имеющих континентальный генезис. На треугольной диаграмме (Al_2O_3)-(Fe₂O₃+FeO)-(CaO+MgO+K₂O+Na₂O) [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”, что указывает на аридные обстановки. В пользу существования аридных климатических обстановок во второй половине времени накопления отложений зильмердакской свиты может указывать и наличие баритовой минерализации в разрезах бедерышинской подсвиты [Юдович и др., 1988а, 1988б]. Вместе с тем, по-видимому, эти данные свидетельствуют лишь о тенденции к аридизации климата на общем фоне преобладания гумидных обстановок или чередования их с аридными.

Расчет средних значений породообразующих окислов в песчаниках, алевролитах, глинистых сланцах и карбонатных породах, выполненный Э.З. Гареевым [1989 и др.] для каждой свиты типового разреза и большинства входящих в их состав подсвит, позволил вовлечь эти данные в анализ и получить ряд интересных выводов. Значительная часть их рассмотрена выше, в разделе посвященном петрохимии псаммитов рифея, а ниже кратко приведем

⁷⁴ Реконструкция климатических обстановок на континенте и химической зрелости тонкого терригенного материала, послужившего в бассейн, могут быть проведены, по мнению Е.П. Акульшиной, В.А. Мележика, А.Л. Предковского и ряда других исследователей, также по химическому составу тонкой (<0,001 мм) фракции глинистых сланцев и метаселитов. Показателем климата в области сноса является отношение Al_2O_3/TiO_2 , оно менее 20 для гумидных и более 30 для аридных обстановок [Акульшина, 1971, 1990 и др.]. Интенсивность химического выветривания определяется в общем случае по соотношению Al_2O_3 и Na_2O (граничными параметрами здесь являются менее 30 - слабая интенсивность химического выветривания на континенте, 30-60 - средняя, 60-150 - высокая и более 150 - очень высокая), K_2O и Na_2O , физико-химические параметры среды бассейнов по соотношению окислов алюминия и титана. Последний параметр растет в тонкой фракции глинистых сланцев по мере роста степени химической дифференциации: менее 20 - кислая среда, гумидный климат, 20-30 - переходный семиаридный климат, более 30 - аридный климат. Эпохи интенсивного химического выветривания устанавливаются по высокой зрелости глинистого вещества.

ны только новые данные по зрелости тонкой силикокластической взвеси, поступавшей в область седиментации в рифее и венде и материалы реконструкции палеоклиматических обстановок рифея по петрохимическим параметрам глинистых сланцев и аргиллитов, полученные при анализе вариаций снизу вверх по разрезу верхнего докембрия ряда петрохимических модулей и индекса CIA.

3.4.1. Вариации зрелости поступавшей в область седиментации тонкой силикокластической взвеси⁷⁵ (по данным изучения петрохимии глинистых сланцев)

Реконструкция степени зрелости поступавшей в область седиментации терригенной кластики, в том числе и тонкой пелитовой взвеси может быть сделана по данным о значениях алюмокремниевого и гидролизатного модулей. Пределы колебаний АМ и ГМ в глинистых сланцах верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория 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 АМ и ГМ в сланцах от айского уровня к бакальскому (рис. 28), 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 АМ 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 силикокластика бакальской свиты, что хорошо видно не только по величине модулей АМ и ГМ, но и по значениям ряда других петрогеохимических коэффициентов. По величине натриевого модуля это же свойственно и глинистым породам саткинской свиты.

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

⁷⁵ Основные тенденции химического выветривания на водосборах и зрелость поступавшего в область седиментации терригенного материала реконструированы по таким геохимическим модулям как гидролизатный ($GM=Al_2O_3+TiO_2+FeO+Fe_2O_3/SiO_2$), алюмокремниевый ($AM=Al_2O_3/SiO_2$) ... натриевый ($NM=Na_2O/Al_2O_3$). Первые два из них 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.

Среднерифейский этап, более или менее условно может быть подразделен на два подэтапа, соответствовавшие первый - времени накопления отложений машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит, а второй - авзянской свиты. Они отличаются различным характером поведения и проблемами колебаний алюмокремневого и гидролизатного модулей. Первый из них обнаруживает довольно существенные вариации значений АМ и ГМ составляющие, соответственно, 0,29 (R_1/msh)Ю 0,36 (R_2/zg)Ю 0,20 (R_2/zk) и 0,41 (R_2/msh)Ю 0,44 (R_2/zg)Ю 0,32 (R_2/zk). Второй подэтап характеризуется значительно меньшими по размаху вариациями обоих модулей, относительно средних для бескарбонатных глинистых сланцев всей авзянской свиты значений (АМ=0,32; ГМ=0,42) [Подковыров, Гареев, 1995]. Можно предполагать, таким образом, что на первом подэтапе в область седиментации поступала различная по степени петрохимической зрелости тонкая силикоклассика, что предполагает постепенное усиление эрозии и/или расширения площади водосборов 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 АМ 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, распространенных 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 непродолжительность 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 и др. [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"⁷⁶. Автором высказано предположение о развитии "...здесь в период континентального перерыва характерных для докембрия ландшафтов примитивных пустынь ...".

Для *позднерифейского этапа* наблюдается увеличение амплитуды разброса средних значений АМ и ГМ, соответственно от 0,11-0,12 (R_3/z_4) до

⁷⁶ Ранее основанием для выделения здесь "дозигальгинской коры выветривания" являлось присутствие на контакте кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты и оглождений бакальской свиты т.н. "сланцев перемены" - зеленовато-серых, серых, буровато- и фишашковко-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 бакальское подразделение зигальгинской свиты

0,16 (R_{k1}) и от 0,3 (R_{uk}) до 0,48 (R_{kt}). 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 силикокластики катавского, позднерифейского и миньярского “*времени*”. Низкие и сверхнизкие значения AM и GM в глинистых сланцах и аргиллитах бедерьшинского уровня зильмердакской свиты и нижеинзерской подсвиты предполагают поступление в область седиментации слабо преобразованного выветриванием материала, что может указывать как на аридные, так и гляциальные обстановки в областях разрыва. Однако, если обратиться к анализу общего облика отложений данного стратиграфического уровня верхнего рифея, то мы увидим присутствие здесь в разрезах пачек доломитов, красноцветных терригенных толщ с псевдоморфозами по галиту и комплексом признаков типично литоральных образований, а также наличие глауконито-кварцевых песчаников в верхней части подсвиты. Все это склоняет в пользу предположения о формировании исходных осадков скорее всего в условиях аридного климата.

Для *венды* в целом общие пределы колебаний величин AM и GM близки к тем, что мы видели выше для разреза рифея. Обращают на себя внимание повышенные значения AM и GM 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 GM для раннего-среднего рифея и позднерифейско-венды отличается. 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 из которых 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 - уксской свиты⁷⁷.

В вендской последовательности цикличность подобного рода имеет обратный характер. Наиболее древние в этом ряду глинистые сланцы суировской свиты являются несколько менее зрелыми в петрохимическом отношении, чем аргиллиты перекрывающей их баксеевской свиты и т.д. Интересно отметить, что степень зрелости аргиллитов суировской свиты, оцениваемая по петрохимическим параметрам ($AM=0,24$, $GM=0,32$) достаточно близ-

⁷⁷ Другим примером периодизации каратавья, но выполненной на других формально-логических посылах, является деление его на три подсерию - кинчакскую ($R_{\text{ч1}}-R_{\text{ч1k}}$), гашаурскую ($R_{\text{г1n}}-R_{\text{г1nn}}$) и кудашскую ($R_{\text{к1к1}}-R_{\text{к1к2}}$). [Постановление..., 1993]. Оба примера периодизации, скорее всего несудачны, но наш, нам, как авторам, конечно более привлекателен.

ка к зрелости предшествующих им по времени накопления отложений укской свиты ($AM=0,22$, $GM=0,3$) и существенно отличается от зрелости пелитового компонента катавских известняков, в которых они вкупе с песчаниками нижележащей толпаровской свиты образуют крупную эрозионную долину [Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988].

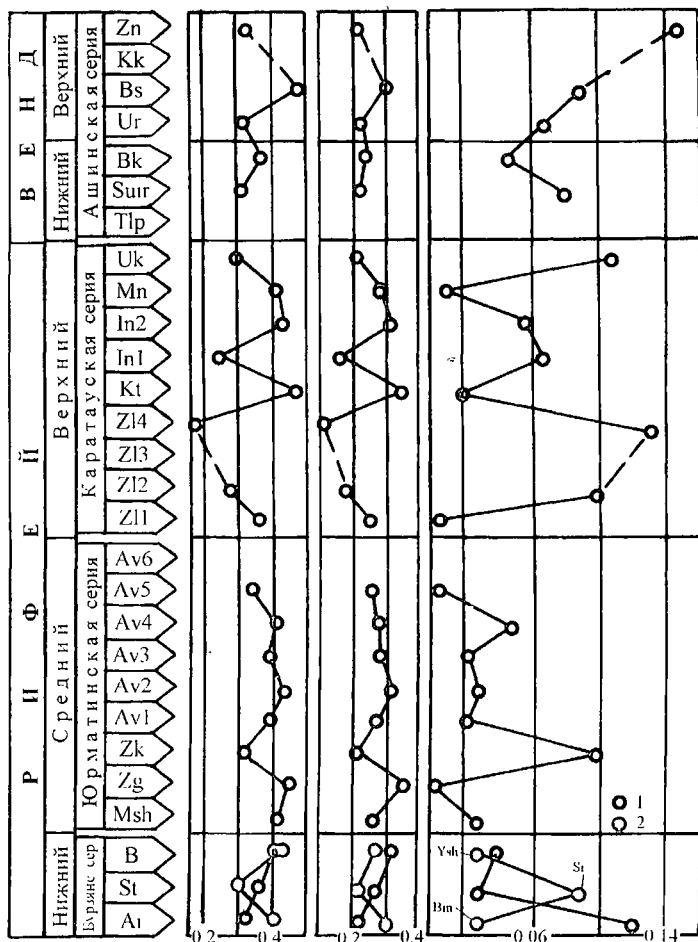


Рис. 28. Вариации гидролизатного, алюмокремниевого и натриевого модулей в глинистых сланцах и аргиллитах верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория

Для раннерифейского отрезка отдельно показаны 1 - кривая для отложений айской, саткинской и бакальской свит (северо-восток Башкирского мегантиклинория); 2 - кривая для большеингизской, суранской и юшинской свит бур-

зьянской серии (центральные районы Башкирского мегантиклинория)

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 зре-

ность постулавшего с водосборов тонкого силиклястического материала постепенно (и, при некоторых исключениях, неуклонно) повышалась. Это хорошо заметно, как при сопоставлении значений НМ в глинистых сланцах инского 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 НМ J0,1 выделяются, в отличие от нижнерифейской последовательности, и собственно гидролизатные осадки (глинистые сланцы зигальгунской 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 нугуского и бедерышинского уровней зильмердакской свиты, мнзерской и укской свит. Однако, наиболее ярко данная тенденция выступает при рассмотрении особенностей изменения значений НМ в глинистых сланцах венда. В вендском разрезе западного крыла Башкирского мегантиклинория эта тенденция подчеркнута непрерывным ростом значений НМ 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 петрохимически зрелых составов не характерна; т.о. можно предполагать, что в венде она тем или иным образом связана с активизацией тектонических процессов и сопровождавшей ее вулканической деятельностью.

3.4.2. Вариации климатических обстановок накопления терригенных осадочных последовательностей (по данным изучения петрохимии глинистых сланцев)

В качестве показателя климата в областях размыва может быть использован индекс химического выветривания (изменения), предложенный Г.Несбитом и Г.Янгом [Nesbitt, Young, 1982] $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^{*78} + Na_2O + K_2O)] \times 100$ и рассчитываемый по молекулярным количествам петрогенных окислов.

Известно, что химическое выветривание пород в областях размыва контролируется в основном палеоклиматом. Агрессивные "почвенные" и 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 алюминий-содержащие минералы - каолинит и бейделлит. При минимальном химическом выветривании,

⁷⁸ CaO* здесь - молекулярное количество окиси кальция с поправкой на карбонатную составляющую

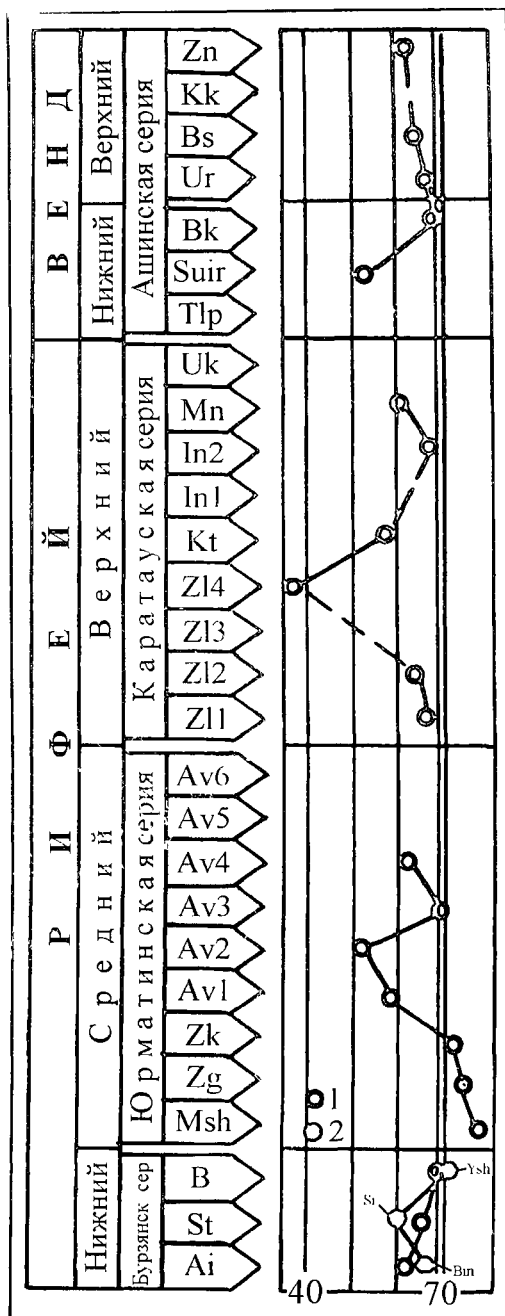


Рис. 29. Вариации CIA-индекса в глинистых сланцах и аргиллитах верхнедокембрийского разреза Башкирского мегантиклинория.

Для раннерифейского отрезка отдельно показаны: 1 - кривая для отложений айской, сагкинской и бакальской свит (северо-восток Башкирского мегантиклинория); 2 - кривая для большеизерской, суранской и юшинской свит бурзянской серии (центральные районы Башкирского мегантиклинория)

например, в гляциальных и субгляциальных или аридных обстановках, в область аккумуляции поступает тонкозернистый осадок, содержащий глинистые минералы с меньшим содержанием 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, тогда как сильно выветрелые их разности имеют CIA до 100 единиц.

Возможность применения индекса CIA для оценки палеоклиматических обстановок формирования тонкозернистых осадков рассматривались для отложений надсерии Гурон (~ 2,6-2,2 млрд. лет) и формации Гоуианда (~ 2,2-2,34 млрд. лет) [Nesbitt, Young, 1982; Young,

Nesbitt, 1986], пермо-карбонатовых гляциогенных и постгляциальных образований формации Двайка из Южной Африки [Visser, Young, 1990], отложений оз. Байкал [Кашик, Мазилев, 1997] и ряда других объектов. Результаты таких реконструкций считаются достаточно надежными [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Используя в качестве критерия для разграничения отложений, сформировавшихся в обстановках холодного и теплого климата, величину коэффициента $CI_A=70$ [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 (рис. 29).

Первая из них, характеризуется значениями коэффициента $CI_A \approx 70$. Это глинистые сланцы 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 в машакско-зигазино-комаровскую "эпоху" (примерно от 1340 до 1200 млн. лет) в область седиментации поступала тонкая силикокластика из областей размыва, располагавшихся в зонах теплого (гумидного) климата. Это хорошо подтверждает и представления о формировании экстракварцевых песчаников зигальгинской свиты за счет интенсивного химического выветривания на континенте.

Ко *второй* группе, где значения $CI_A \approx 60$, могут быть отнесены глинистые сланцы суранской свиты нижнего рифея, катауской 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 Э.З.Гареева [1989] и др. [Подковыров, Гареев, 1995], представлены $Mg-Fe-K$ -пелитами и формировались предположительно в условиях "... некоторой аридизации климата" (величина отношения Sr/Ba для бескарбонатных разностей составляет $\sim 0,12$; $B/Ga - 11,0$). Исходя из этого, можно, в первом приближении, считать, что это, как и следует из величины параметра CI_A , 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 катауской свиты каратауской серии, исходя из их, перечисленных выше, литологических и геохимических особенностей и с учетом значений коэффициента химического выветривания, 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, 1988], 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 предположений, 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, вся нижнерифейская осадочная последовательность, отложения 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.

Вместе с тем следует помнить, что все указанные данные получены по средним для тех или иных литостратиграфических подразделений данным. Использование информации по конкретным рядовым пробам даст, в ряде случаев, несколько иные результаты, что хорошо видно по результатам анализа петрохимических особенностей глинистых сланцев бакальской свиты.

Так, для времени формирования тонкозернистых силикокластических осадков макаровской подсвиты бакальской свиты по значениям индекса CIA, варьирующим от 72 до 80 реконструируется существенно теплый климат гумидного типа. На это же указывают величины отношения окислов алюминия и титана в тонкой фракции глинистых сланцев, составляющие от 0,35 до 0,45 (гумидный или семиаридный климат, по оценкам Е.П.Акульшиной и др.) Для иркусканского уровня верхнебакальской подсвиты значения индекса CIA составляют в среднем около 78-80 (по данным 11 рядовых проб), что также типично для отложений, формирование которых происходило в условиях теплого климата [Nesbitt, Young, 1982]. Глинистые сланцы шуйдинского уровня верхнебакальской подсвиты представляют собой, по данным определения химического состава их тонкой фракции, образования семиаридного климата (отношение окислов алюминия и титана варьирует от 25 до 37), тогда как исходя из отношений окислов алюминия к натрию и калия к натрию, составляющих соответственно, 25-130 и 7-8 - >70 , можно предполагать поступление в бассейн в рассматриваемое время достаточно зрелой пелитовой взвеси и существование на континенте обстановок интенсивного химического выветривания (т.е. климата гумидного типа). Пелитовая фракция глинистых сланцев надшуйдинского уровня в Центральном карьере рудника Ир-

кусан представлена менее зрелым в петрохимическом отношении материалом и имеет характеристики, предполагающие ее формирование в условиях близких к семиаридному климату. В Петлинском карьере, по данным изучения валовых рядовых проб глинистых сланцев, последние представляют собой отложения, накапливавшиеся в условиях теплого климата (значения ΣA варьируют от 76 до 78-79).

3.5. Использование особенностей химического состава глауконита для реконструкции некоторых параметров среды палеобассейнов, существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория⁷⁹

Специфическими индикаторами фациальных обстановок осадконакопления являются минералы группы глауконита. Аутигенные глаукониты традиционно рассматриваются в качестве основных палеогеографических индикаторов платформенных бассейнов [Горбунова, 1950; Страхов, 1963; и др.]. Однако, взгляды авторов на роль и значение тех или иных компонентов состава аутигенных глауконитов в реконструкции фациальных и климатических обстановок их формирования в значительной мере расходятся.

Так, Л И Горбунова [1950] установила, что аутигенные глаукониты мелководных зон бассейнов характеризуются повышенными содержаниями калия, окисного и закисного железа, тогда как более глубоководные их разновидности содержат повышенные концентрации алюминия. Иные данные были опубликованы В А Махнинным [1951], считавшим, что более глубоководные (и, следовательно, более удаленные от берега) глаукониты обогащены железом, а для глауконитов прибрежных зон типичны повышенные содержания алюминия. Это противоречие на достаточно долгое время обусловило падение интереса исследователей к использованию глауконита как индикатора палеогеографических обстановок осадконакопления⁸⁰

Несколько иных представлений на этот счет придерживались В Н Холодов и др [1966], считавшие, что основным фактором формирования железистых или алюминиевых разновидностей глауконита является химизм среды диагезеза

По данным И В Николаевой и А В Сухаренко [1973], содержание фтора в глауконите " до некоторой степени может служить индикатором солености морской воды, в которой минералы группы глауконита формировались "

Изучение кристаллохимических особенностей аутигенных глауконитов, выполненное И В Николаевой и др [1975], позволило, исходя из содержаний магния, лития, фтора и бора, установить возможность использования их как индикаторов солености воды бассейнов осадконакопления

Ю А Балашов и Г А Казаков [1968], показали, что содержание РЗЭ в

⁷⁹ Данный раздел представляет несколько расширенный вариант статьи написанной А В Масловым и В М Горожаниным [1998 *в печати*]

⁸⁰ Впоследствии И В Николаева и др [1971] пришли к выводу, что В А Махнин исследовал достаточно сильно измененные зерна, состав которых не отвечал природе глауконита

аутигенных глауконитах определенным образом зависит от климатических условий их формирования. Являясь поликлиматическим и полифаціальным минералом, глауконит встречается в отложениях как аридного, так и гумидного облика, однако, геохимические его параметры, как было установлено авторами, различны для разных типов отложений. Так, глаукониты, формировавшиеся в бассейнах седиментации гумидного типа, имеют нормальные или избыточные концентрации церия, тогда как в отложениях аридных бассейнов содержания церия в глауконите существенно ниже. Связано это, предположительно, как с инертностью церия в аридных обстановках, так и с гидролизом четырехвалентного церия при попадании в морскую среду и сорбцией его минеральной и органической взвесью. Дополнительными критериями разграничения глауконитов различных климатических обстановок являются суммарное содержание P_3O_5 (более высокое в глауконитах гумидного профиля) и различное положение полей глауконитов, сформированных в гумидном и аридном климате на диаграмме $(Ce+Nd+Sm)-La-(Y+Dy)$. Использование всех трех указанных выше параметров состава глауконита дает возможность, по данным авторов, "уверенно разделять глаукониты аридных и гумидных условий литогенеза".

По данным Г.А. Казакова и др. [1975], содержания бора и фтора в аутигенном глауконите также являются индикаторами их концентраций в морской воде прошлых эпох⁸¹.

В.И. Сорокин и др. [1979], основываясь на материалах изучения палеогеновых глауконитов Пензенской области, установил, что при переходе от отложений открытой части морского бассейна к его прибрежным опресненным зонам в глауконите увеличивается содержание Al_2O_3 , уменьшается концентрация K_2O и суммарного железа и растет отношение Fe_2O_3/FeO .

По данным И.В. Николаевой [1981б], нижепалеозойские аутигенные глаукониты обогащены в прибрежной зоне алюминием, а в более удаленных фациях - железом, для позднедокембрийских бассейнов, наоборот, и алюминий и железо в повышенном количестве типичны для аутигенных глауконитов, формировавшихся в близбереговых обстановках. Эпохи интенсивного образования глауконита могут рассматриваться как эпохи "климатического оптимума" [Николаева, 1981а] и совпадают или непосредственно следуют, как правило, за крупными эпохами корообразования, длительными континентальными перерывами и перемывом осадков. Использование соотношения алюминия и железа (или содержания магния, выраженное в формульных единицах), алюминия и магния в глауконите позволяет, по мнению И.В. Николаевой, при соблюдении ряда условий, реконструировать, соответственно, палеотемпературы бассейнов седиментации и смену нормально-морских обстановок осадконакопления эвапори-

⁸¹ Исходя из приведенных Г.А. Казаковым и др. данных о содержании бора и фтора глауконитах (²¹) зигазино-комаровской, авязянской и инзерской свит эталонного разреза рифа, можно оценить их концентрации в морской воде среднего и позднего рифа. Так, для зигазино-комаровского "времени" концентрация бора в водах палеобассейна составляла ориентировочно $5 \times 10^{-6}\%$, а для инзерского "времени" она может быть оценена в $1,9 \times 10^{-6}\%$ (в современной морской воде содержание бора составляет $4,6 \times 10^{-6}\%$), таким образом, солёность вод инзерского бассейна осадконакопления была примерно одного порядка, что и современных морских водосоема. Для авязянского "времени" содержания фтора в бассейне составляли ориентировочно $5,4 \times 10^{-6}\%$ при современных их значениях - $1,3 \times 10^{-6}\%$, т.е. также имела один с ней порядок

товыми. Для раннеордовикского "Балтийского бассейна" палеотемпературы воды оценивались И В Николаевой [1984] в 25-30 градусов, а для кембрийского (Сибирского - варьировали предположительно от 25 до примерно 50-60°С⁸²). Было установлено, что в раннеордовикском "Балтийском седиментационном бассейне" содержания алюминия в аутигенных глауконитах постепенно уменьшаются от береговой зоны вглубь бассейна, тогда как концентрация суммарного железа растет. В ордовикском "Сибирском бассейне" содержание магния в минералах группы глауконита растет от краевых зон к его центру. Для верхнекембрийских отложений Сибирской платформы показано увеличение содержания железа и алюминия в глауконите в сторону берега. По данным И В Николаевой [1981а, 1982], анализ содержания в глауконите магния, фтора и лития позволяет разграничить нормально-морские и эвапоритовые бассейны осадконакопления. Для первых концентрации магния (в формульных единицах) составляют порядка 0,4-0,45, тогда как для вторых варьируют в пределах 0,4-0,45 - 1,05.

По данным исследований В А Боброва и др [1982], фракционирование РЗЭ в минералах группы глауконита сходно (или аналогично) их фракционированию в прибрежно-морских и морских водах бассейнов. В глауконитах наблюдается преобладание легких лантаноидов, по фациальному профилю вглубь бассейна намечается некоторое изменение соотношений РЗЭ. Так, глаукониты прибрежных зон раннеордовикского бассейна Прибалтики характеризуются некоторым преобладанием неодима ($Nd > Ce < La$), тогда как для относительно удаленных от берега глауконитов, формирование которых происходило в умеренно глубоководных обстановках, соотношение редких земель несколько иное - ($Ce \sim Nd \sim La$). Примерно такие же тенденции в распределении РЗЭ в минералах группы глауконита отмечены В А Бобровым и др. для раннеордовикского и позднекембрийского бассейнов Сибирской платформы. Вместе с тем на эти соотношения влияет не только концентрация РЗЭ в морской воде и ее изменение со временем, но и содержания в глауконите алюминия и железа, также связанные тем или иным образом с фациальной принадлежностью вмещающих глаукониты отложений. Особо указано, что предполагавшееся Г.А. Казаковым и др [1976] увеличение содержания РЗЭ в глауконитах гумидных зон "справедливо при сравнении средних содержаний", тогда как в близких по возрасту или одновозрастных глауконитах сходной фациальной принадлежности "суммы РЗЭ могут отличаться на порядок и более".

М Ю Камелева и З В Городаевская [1984] указывают на рост вглубь бассейна в аутигенных глауконитах содержания Fe^{+3} и Mg (в формульных единицах) и падение в том же направлении концентраций алюминия. Авторами показано, что содержание магния в минералах группы глауконита возрастает от берега к дельтам вглубь как в морских, так и эвапоритовых бассейнах.

Иные представления развились А С Радзвичусом [1980] исходя из анализа состава глауконита из нижнемеловых отложений Прибалтики - богатые алюминием разновидности аутигенных глауконитов тяготеют к более удаленным и углубленным зонам бассейна, а более железистые - являются преимущественно образованиями прибрежных зон.

⁸² Вблизи зоны эвапоритообразования

По мнению П. В. Николаевон [1981], химический состав минералов группы глауконита определяется влиянием морской воды и характером выветривания на прилегающей суше. Формирование основной массы аутигенного глауконита происходит в раннем диагенезе при параметрах среды составляющих для Eh около 0, а pH ~ 7.

М. Рятсен [1986] считает, что глауконит является не более чем индикатором сублиторальных и реже литоральных обстановок морского бассейна и в этом смысле использование его для достаточно широких палеогеографических построений существенно ограничено.

Г. А. Казаков [1982, 1983], напротив, полагал, что химический состав аутигенных глауконитов "тесно связан с химизмом среды осадконакопления и времени диагенеза" и может использоваться как геохимический показатель фациальных условий седиментогенеза. Эти выводы получены им первоначально для нижнемеловых отложений Предкавказья и Северного Кавказа, а затем спроецированы на верхнерифейские образования западного склона Южного Урала и прилегающие районы Русской платформы. Использование литолого-палеогеографических карт апт-альбских отложений Предкавказья и северного склона Кавказа позволило Г. А. Казакову [1982] наметить четыре фациальные зоны: 1) прибрежный шельф с преобладанием песков (0-25 км)⁸³, 2) средняя часть шельфа с глинисто-алевритопесчаными осадками (25-50 км), 3) нижний шельф с песчано-алевритовыми образованиями (50-100 км) и 4) пелагическая часть бассейна с песчано-алевритоглинистыми осадками (100-200 км). Оказалось, что для отложений верхней части шельфа характерны максимальные содержания железистых аутигенных глауконитов, тогда как вглубь бассейна содержания общего железа (в массовых процентах) в глауконите резко падает. Содержания двуокиси алюминия в глауконите растут от прибрежных зон бассейна к открытому шельфу, а концентрации K_2O снижаются. Средние содержания в глауконитах двуокиси кремния, напротив, резко растут вглубь морского бассейна.

Описанные выше закономерности были выявлены Г. А. Казаковым [1983] на т. н. "инзерских палеобассейнах" Беловодского мегаэпиклинория. Для западных и центральных районов мегаэпиклинория, не затронутых процессами метаморфизма, автором реконструирован переход от глауконитов с относительно повышенными содержаниями суммарного железа (12,01%) и калия (7,20%) и пониженными концентрациями двуокиси алюминия (19,33%) и кремнезема (50,76%) (прибрежные фауны, район Каратауского структурного комплекса и антиклинория Ала-Тау) к глауконитам относительно открытых районов палеобассейна (Инзерский синклинорий), соответственно, с пониженными содержаниями железа (9,13%) и калия (6,38%) и повышенными концентрациями кремнезема (51,72%) и алюминия (19,72%). По представлениям Г. А. Казакова, "... изменение химического состава глауконитов в зависимости от фациальных условий является планетарным процессом, связанным с изменением среды осадкообразования и диагенеза по фациальному профилю бассейнов седиментации".

⁸³ В километрах здесь приведены предполагаемые Г. А. Казаковым расстояния зон седиментации от береговой линии бассейна.

Существенные противоречия во взглядах разных авторов на соотношение Fe и Al в аутигенных глауконитах связано, на наш взгляд, с недоучетом гетерогенности, широко проявленной в глауконитах любого возраста, но имеющей различный смысл в молодых (MZ-KZ) и более древних, верхнедокембрийских, отложениях [Горожанин, Кутявин, 1986; Маслов, Горожанин, 1998, *в печати*]. Если в первых неоднородность аутигенного глауконита большей частью связана с его недостаточным “*созреванием*”, т.е. широким развитием разбухающей монтмориллонитовой фазы, различное количество которой и приводит к вариациям в составе аутигенных глауконитов калия, алюминия и железа, то в докембрийских и, возможно, отчасти нижнепалеозойских аутигенных глауконитах гетерогенность обусловлена преобразованием в условиях глубинного катагенеза. Исследование гетерогенности разновозрастных эпигенетически измененных аутигенных глауконитов Башкирского мегантиклинория выявило широкие вариации в содержаниях Fe и Al , коррелирующиеся со степенью преобразования [Горожанин, 1986а]. Именно этим, по всей видимости, и объясняется довольно парадоксальный вывод И.В. Николаевой о противоположном характере зональности в палеозойских и позднедокембрийских бассейнах. Особенностью нашего подхода явилось использование аутигенных глауконитов, отвечающих критерию однородности, разработанного для отбора реперных геохронологических проб [Горожанин, 1986а]. Согласно ему, примерно одна третья часть всех известных местонахождений аутигенных глауконитов в укской свите сохранила свой первоначальный состав [Горожанин, 1986б] и может характеризовать условия диагенеза. Более широкий подход, также использованный нами, подразумевает использование всех глауконитов; он основан на маловероятном допущении об изохимичности эпигенетического преобразования, т.е. об унаследованном характере гетерогенности, когда по аутигенному глаукониту с большим содержанием смектитовой компоненты в условиях эпигенеза образуется глауконит Al -типа.

При использовании “*всех проб*” аутигенных глауконитов (без предварительной разбраковки по величине магнитной восприимчивости) нижеукского уровня на территории Башкирского мегантиклинория можно видеть падение содержаний SiO_2 и K_2O (в мас.%) с севера на юг и рост с юга на север содержания Al_2O_3 (рис. 30). Поведение суммарного железа менее определено, т.к. от центральной части территории мегантиклинория концентрации Fe_2O_3 уменьшаются и на север и на юг. Направление “*к берегу*” или “*от берега*” в данном случае не реконструируется.

Использование только проб отвечающих критерию однородности дает также достаточно неопределенные результаты. Содержания SiO_2 и K_2O уменьшаются с севера на юг; содержания Al_2O_3 и суммарного железа, напротив, уменьшаются с юга на север. Указанные тенденции рисуют положение “*берега*” в противоположных направлениях.

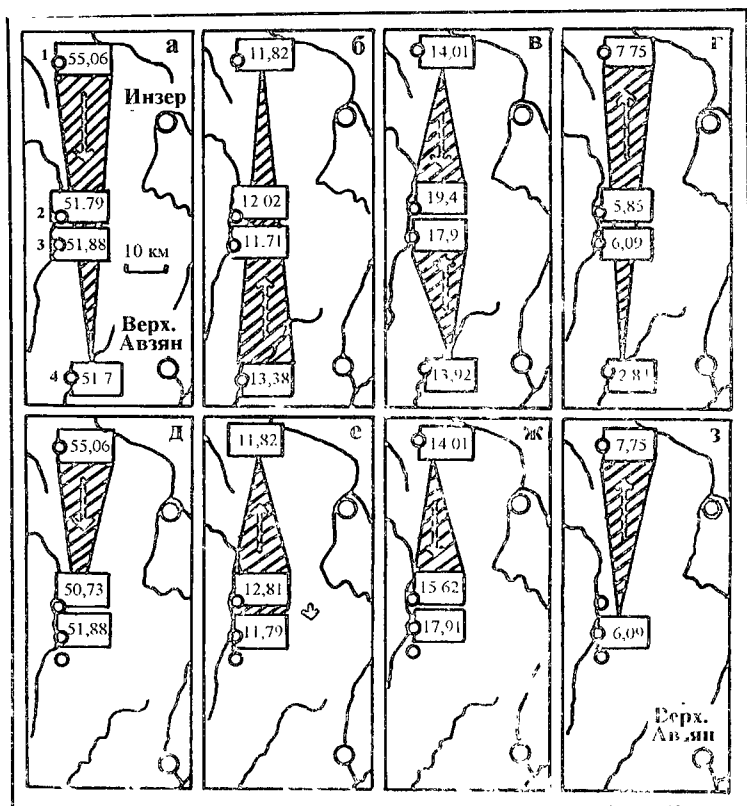


Рис. 30. Характер "латеральной" зональности состава Al нижнеуказского уровня по методу Г.А. Казакова (а-г - все пробы; д-з - пробы, отвечающие критерию магнитной однородности; а, д - SiO₂, мас.%; б, е - Al₂O₃, мас.%; в, ж - SSFe₂O₃, мас.%; г, з - K₂O, мас.%). Стрелкой показано направление "к берегу".

Разрезы: 1 - р. Басу, 2 - р. Зилим (Кульгамак), 3 - р. Зилим (Мал. Аккостяк), 4 - р. Бол. Нугуш

Если обратиться к анализу характера изменений магния, алюминия, трех- и двухвалентного железа, содержания которых выражены в формульных единицах, то для всей выборки проб наблюдается увеличение содержания Al и Fe¹³ с севера на юг, что, исходя из данных И.В. Николаевой, предполагает и переход ко все более прибрежным фациям. Это хорошо согласуется с литофациальной зональностью для раннеуказского "времени". В выборке магнитооднородных проб ситуация сходная (для Al_n) (рис. 31).

Привлечение к анализу процессов седиментогенеза данных по химическому составу аутигенного глауконита позволяет также с той или иной до-

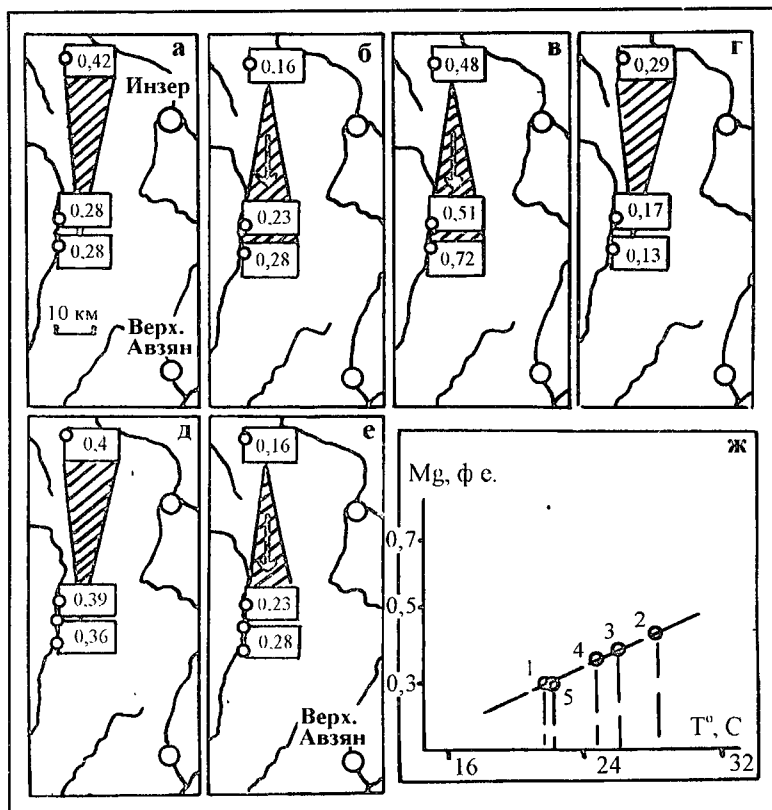


Рис. 31. Характер "латеральной" зональности составов АГ нижнеуекского уровня по методу И.В.Николаевой (а-г - все пробы; д-е - пробы, отвечающие критерию магнитной однородности; ж - график зависимости Mg-T°, C; 1 - 3001-1-2; 2 - 3061-1; 3 - 3003-4; 4 - 3001-4; 5 - 3003-3).

Привязки проб 3001-4, -1-2 - р.Зилим, руч.Мал.Аккостяк; 3003-4, -3 - р.Зилим, хут Кульгамак; 3061-1 - р.Басу, хут.Кулмас.

Условные обозначения см на рис 30

лей условности судить о типе бассейна осадконакопления (при 0,4-0,45 ф.е. Mg - бассейн нормально-морского типа, при 0,4-0,45 - 1,05 ф.е. - эвапоритовый бассейн). В рассматриваемом нами случае содержания Mg в ф.е. предполагают существование на территории современного Башкирского мегантиклинория в раннеуекское "время" нормально-морского бассейна. Для него, также исходя из содержаний Mg, возможна и приблизительная оценка палеотемператур морской воды. Расчет их дает значения порядка 22-28°C⁸⁴. При-

⁸⁴ При использовании зависимости Mg (ф.е.)-T° C по типу той, что установлена для нижнего орловика и кембрия

веденные выше данные показывают, таким образом, что использование данных по химическому составу аутигенного глауконита позволяет в ряде случаев более корректно вести интерпретацию литофациальной зональности бассейнов осадконакопления и дополнительно реконструировать некоторые существенные параметры как бассейнов седиментации, так и их среды⁸⁵.

Несомненно, однако, что проблема использования минералов группы глауконита как индикаторов параметров осадконакопления (климат, палеотемпературы морской воды и т.п.) требует еще значительного осмысления.

3.6. “C/S метод” реконструкции палеосолености водоемов

В последние годы для реконструкции палеосолености в качестве экспрессного используется и т.н. “C/S метод”, основанный на анализе соотношения органического углерода и серы в глинистых осадках [Berner, Raiswell, 1983; Donnelly, Jackson, 1988; Jackson, 1985]. Известно, что отложения морских бассейнов характеризуются вариациями данного отношения в пределах 2,7 - 3,2; для пресноводных (озерных) осадков величина этого отношения значительно больше, тогда как в эвксинных отложениях этот параметр уменьшается до 0,5 - 1,5.

Данный метод был использован для реконструкции палеосолености водоемов бакальского и зигазино-комаровского “*времени*” [Крупенин и др., 1995; Maslov, Krupenin, 1996]. Указанные уровни типового разреза удовлетворяют основному требованию данного метода - содержание $C_{\text{орг}}$ в осадках здесь составляет не менее 1% [Крупенин и др., 1993]. Условия формирования отложений бакальской и зигазино-комаровской свит реконструированы достаточно детально. Терригенные и карбонатные образования бакальского уровня представляют собой осадки прибрежного и открытого мелководья и, в ряде случаев, приливно-отливных зон и умеренно глубоководных участков. Зигазино-комаровская свита объединяет преимущественно отложения “*сверхмелководных*” низкоэнергетических зон и внутренних частей шельфа.

Среднее значение отношения C/S в пробах глинистых сланцев из зигазино-комаровской свиты составляет ~ 3,3, что типично для морских отложений [Berner, Raiswell, 1983]. Находки в ряде разрезов нижней части этого уровня в районе г.Бакала желваковых конкреций пирита и линзовидных прослоев диагенетических сидеритов, наряду со значениями отношения C/S не выше 1, указывают на застойные (эвксинные?) обстановки накопления исходных осадков. Для глинистых сланцев бакальской свиты значения данного параметра превышают в среднем 75 [Крупенин и др., 1995]; подобные значения характерны для пресноводных образований [Berner, Raiswell, 1983; Donnelly, Jackson, 1988]. Интерпретировать полученные результаты можно по-разному. Скорее всего необходимо привлечение других геохимических индикаторов. Однако, можно допустить, что комплекс терригенных отложений нижней части бакальской свиты (макаровская подсвита и иркусканский горизонт малобакальской подсвиты) формировался в более опресненных (при-

⁸⁵ Более строго - среды диагенеза

брежных озерно-лагунных) обстановках, тогда как карбонатные и терригенно-карбонатные образования более высоких уровней бакальской свиты имеют мелководно-морской генезис, т.е. накапливались в обстановках несколько более высокой солености. Иным образом объяснить существование мощных (до первых сотен метров мощностью) толщ известняков в составе мало-бакальской подсвиты бакальской свиты достаточно проблематично.

3.7. Геохимия стабильных изотопов карбонатных пород эталона рифея

Известно, что изотопный состав элементов, слагающих карбонатные породы, тем или иным образом соответствует их изотопному составу в морской воде эпох осадконакопления и, будучи взаимосвязан с особенностями геохимических циклов в системе “материк-океан”, позволяет судить о геохимических параметрах геологического прошлого [Борщевский и др., 1981; Виноградов и др., 1994]. В отличие от стронция, изотопные системы кислорода и углерода являются, по-видимому, более устойчивыми к вторичным процессам, что дает возможность использовать эти материалы для реконструкции процессов осадконакопления.

Вариации $d^{18}O$ в карбонатных породах могут быть обусловлены рядом причин. Среди них чаще всего указываются температура среды седиментации (повышение температуры на 3-4°C ведет к увеличению $d^{18}O$ на 1‰), соленость бассейнов седиментации (увеличение солености на 1-2‰ увеличивает $d^{18}O$ на 1‰) и температурные параметры регионального метаморфизма (увеличение температуры также ведет к увеличению $d^{18}O$) [Юдович и др., 1990]. Колебания изотопного состава кислорода могут быть связаны также с процессами кислородного обмена [Шкробовский, Виноградов, 1991].

По данным Р.Е. Прилуцкого [1994], материалы исследований последних лет в основном подтвердили более ранние представления М.Шидловского о практически неизменном изотопном составе углерода морских карбонатных отложений. Рассматривая вариации изотопного состава углерода в позднем докембрии, автор отмечает, что относительно спокойному в тектоническом отношении периоду от 1,5 до 1,0 млрд лет, охватывающему почти весь ранний и средний рифей, свойственны относительно стабильные значения $d^{13}C$ (~ -1,0 +/- 0,5‰), тогда как для более молодых эпох присуще чередование эпох повышенной и пониженной тектонической активности и, как следствие этого, - достаточно отчетливые вариации изотопного состава углерода. В качестве причин накопления карбонатов с повышенными значениями $d^{13}C$, выдвигавшихся в более ранних работах, Р.Е. Прилуцкий указывает приток метаморфогенной CO_2 , поглощение в зонах субдукции карбонатных осадков, биогенные процессы, эвапоритизацию бассейнов осадконакопления и эндогенное фракционирование изотопов, отдавая предпочтение последней. Отсутствие отчетливо-временного тренда изотопного состава отмечено указанным автором и для изотопного состава кислорода. По его представлениям, величины $d^{18}O$, связанные тем или иным образом с условиями осадконакопления, детерминированы вулканоплутоническими процессами. Для интервала раннего-позднего архея по

и изменению значений $d^{18}\text{O}$ Р.Е. Прилуцкий предполагает постепенное похолодание, в раннем протерозое предположительно существовали довольно контрастные климатические обстановки (чередование серии оледенений и потеплений, значения $d^{18}\text{O}$ варьируют от 22 до 37-38‰), тогда как ранний-средний рифей можно рассматривать как период наиболее стабильного климата. По оценкам Р.Е. Прилуцкого, температура воды в морских бассейнах составляла в этот период порядка 30°C.

Е.И. Донцова и ее соавторы [1972] считали, что величина $d^{18}\text{O}$ в морских карбонатных отложениях зависит главным образом от интенсивности процессов вулканизма. Для периодов активного вулканизма характерно накопление осадков с аномально низкими значениями $d^{18}\text{O}$, тогда как в эпохи покоя формировались отложения с более высокими величинами $d^{18}\text{O}$. В то же время авторы отметили возможное влияние на изотопный состав кислорода еще, по крайней мере, двух факторов - аридизации климата (приводит к появлению отложений с более низкими значениями $d^{18}\text{O}$) и перемещение к поверхности H_2O и CO_2 , высвобождающихся при метаморфизме осадочных образований, что ведет к существенному утяжелению ($d^{18}\text{O}$ до 30-35‰) кислорода.

Изотопный состав углерода карбонатных пород определяется глобальными факторами, влияющими на состав морской воды. В большинстве случаев он почти не меняется под действием эпигенетических процессов [Подковыров, 1997], что позволяет рассматривать вариации $d^{13}\text{C}$ как отражение состава древней гидросферы.

По данным М.А. Семихатова [1997], вариации $d^{13}\text{C}$ карбонатных пород в раннем и среднем рифее не превосходили значений 0 +2‰. Конец среднего рифея, а также начало и конец позднего рифея характеризовались тенденцией к некоторому утяжелению изотопного состава углерода, сопровождавшейся формированием на ряде уровней и отложений с аномально легкими значениями $d^{13}\text{C}$. Трактовка генетической стороны этих вариаций различна. Ряд авторов считает возможным предполагать взаимосвязь отрицательных аномалий с ледниковыми эпохами, тогда как более тяжелые изотопы углерода накапливаются в карбонатах в условиях повышенной биопродуктивности Мирового океана и фоссилизации значительных масс $\text{C}_{\text{орг}}$.

З.В. Тимофеевой и др. [1976] в рамках исследования общих закономерностей сидеритообразования в рифей-фанерозойской истории, были проведены исследования изотопного состава кислорода в сидеритах из нижней части зигазино-комаровской свиты. Значения $d^{18}\text{O}$ в них определены в пределах от 20,7‰ до 24,1‰, что достаточно близко к тем параметрам, что характерны для сидеритов морского генезиса. Изотопный состав кислорода в сидеритах бакальской свиты, напротив, заметно ниже указанных значений, что позволяет достаточно хорошо подтвердить различный их генезис.

В своей более поздней работе З.В. Тимофеева [1977] показала, что осадочно-диагенетические сидериты рифея представлены теми же типами, что и в фанерозое. К числу наиболее древних достоверно диагенетических конкреционных сидеритов ей были отнесены сидериты зигазино-комаровской свиты среднего рифея. Состав их и генезис, по указанию З.В. Тимофеевой,

резко отличны от тех, что типичны для сидеритов Бакальского месторождения. По данным автора, *“Конкреционные сидериты зигазино-комаровской свиты по составу, морфологии, соотношению с вмещающими глинистыми сланцами . . . по характеру рассеянных аутигенных силикатных и карбонатных минералов . . . весьма близки к . . . фанерозойским диагенетическим сидеритам”*. Генезис их определяется автором как морской на основании высоких значений $d^{18}O$ ($\sim +22,9 \dots +25,5\%$).

Позднее Ю.А. Боршевским с коллегами [1981] опубликованы результаты исследования изотопного состава кислорода и углерода из сидеритов и магнезитов Бакало-Саткинского района, а также из вмещающих их образований⁸⁶. По данным авторов, значения $d^{13}C$ в карбонатных породах нижнего рифея из указанных объектов *“... варьируют в пределах свойственных нормальным осадочным морским карбонатам”*, а средние значения указанного параметра во всех типах карбонатных пород соответствуют *“... изотопно-углеродным закономерностям нормального осадочного карбонатообразования”*. Более того, основываясь на них авторы считают, что *“... сидериты и магнезиты, как и доломиты, слагались в достаточно мелководном бассейне со сравнительно высокой и варьирующей во времени степенью осолонения”*. Наконец, касаясь генезиса месторождений Бакало-Саткинского района, авторы пишут следующее - *“... изотопно-углеродные и изотопно-кислородные характеристики сидеритов, магнезитов и доломитов ... подтверждают справедливость представлений об их первично-осадочном происхождении . . . Литолого-геохимические исследования последних лет (здесь ссылка на тезисы доклада О.Г. Лазура и др. - А.М. и др.) свидетельствуют о первично-осадочном происхождении карбонатов Бакальского и Саткинского месторождений”*⁸⁷.

Б.Н. Подковыровым [Podkovurov, 1995] приведены первые данные об изотопных системах углерода и кислорода карбонатных пород каратауской серии. По его материалам, первичные концентрации $d^{13}C$ в породах катавской и укской свит претерпели некоторое диагенетическое перераспределение. Доломиты миньярской свиты характеризуются значениями отношений Mn/Sr и Fe/Sr , типичными для раннедиагенетических слабо или неизмененных доломитов; наблюдающиеся в них вариации $d^{18}O$ отражают первичные условия осадконакопления, в том числе период некоторой аридизации климата в начале миньярского *“времени”* (сдвиг значений $d^{18}O$ от -6% до $\dots -1,5\%$).

Комплексные петрогеохимические исследования верхнерифейских карбонатных последовательностей западного склона Южного Урала [Semikhatov et al., 1995; Кузнецов и др., 1997] показали, что они представле-

⁸⁶ Для доломитов бакальской свиты Ю.А. Боршевским и др. получены значения $d^{13}C$, варьирующие от $-4,4\%$ до $+2,6\%$ и значения $d^{18}O$ составляющие от $+21,4\%$ до $+22,9\%$

⁸⁷ Самое поразительное заключалось именно в данном выводе, ибо если встать на точку зрения о метасоматическом происхождении магнезитов и сидеритов, то, вероятно, изотопные параметры кислорода и углерода не изменятся при массовом замещении кальция магнием и железом (?)

ны существенно не затронутыми процессами постдиагенетических изменений породами, для которых возможно определение первичных соотношений изотопов углерода и стронция и, следовательно, реконструкция обстановок осадконакопления и хемостратиграфические построения.

В отличие от известных ранее единичных определений изотопного состава углерода, в последние годы появились более полные данные по вариациям $d^{13}C$ в известняках катавской, инзерской, миньярской и укской свит западного крыла Башкирского мегантиклинория [Semikhatov et al., 1995]. Так, для нижнекатавской подсвиты значения $d^{13}C$ составляют в средней части $+2,5\%$, а в кровле $-0,8\%$; в верхнекатавской подсвите $d^{13}C$ составляет порядка $+1,9\%$. В подинзерских слоях инзерской свиты наблюдаются изменения $d^{13}C$ от $+0,7$ до $+3,9\%$. Карбонаты средней пачки из верхнеинзерской подсвиты имеют значение $d^{13}C$ от $-1,0$ до 0% . В нижней подсвите миньярской свиты величина $d^{13}C$ варьирует от $-0,3$ до $+2,4\%$, в верхней подсвите обнаруживаются ее более резкие колебания - от $-2,2$ до $+5,9\%$. Наконец, маломощные прослои известняков из нижнеукской подсвиты имеют величины $d^{13}C$ $2,1$ и $1,4\%$, тогда как для известняков и доломитов верхнеукской подсвиты типичны значения $d^{13}C$ от $0,7$ до $2,5\%$. Авторы данного сообщения заострили внимание на возможности использования приведенных выше материалов для межрегиональных корреляций разрезов рифея, однако, возможна и трактовка их в терминах эволюции среды осадконакопления седиментационного бассейна позднего рифея. Так, на рисунке 32 вариации $d^{13}C$ в разрезе каратауской серии обнаруживают некоторый сдвиг в сторону эвапоритовых обстановок. Особенно отчетливо это видно примерно на границе миньярской и укской свит⁸⁸. В то же время по данным определения величины $d^{13}C$ можно предполагать и некоторые колебания солечности позднерифейского бассейна в катавское и позднеминьярское "время".

⁸⁸ Это, однако, не совпадает с данными изучения аутигенного глауконита из разрезов укской свиты [Маслов, Горожанин, 1998, в печати], согласно которым по содержанию Mg, выраженному в формульных единицах (метод И В. Николасвой), раннеукский бассейн можно рассматривать как бассейн с нормальной солечностью.

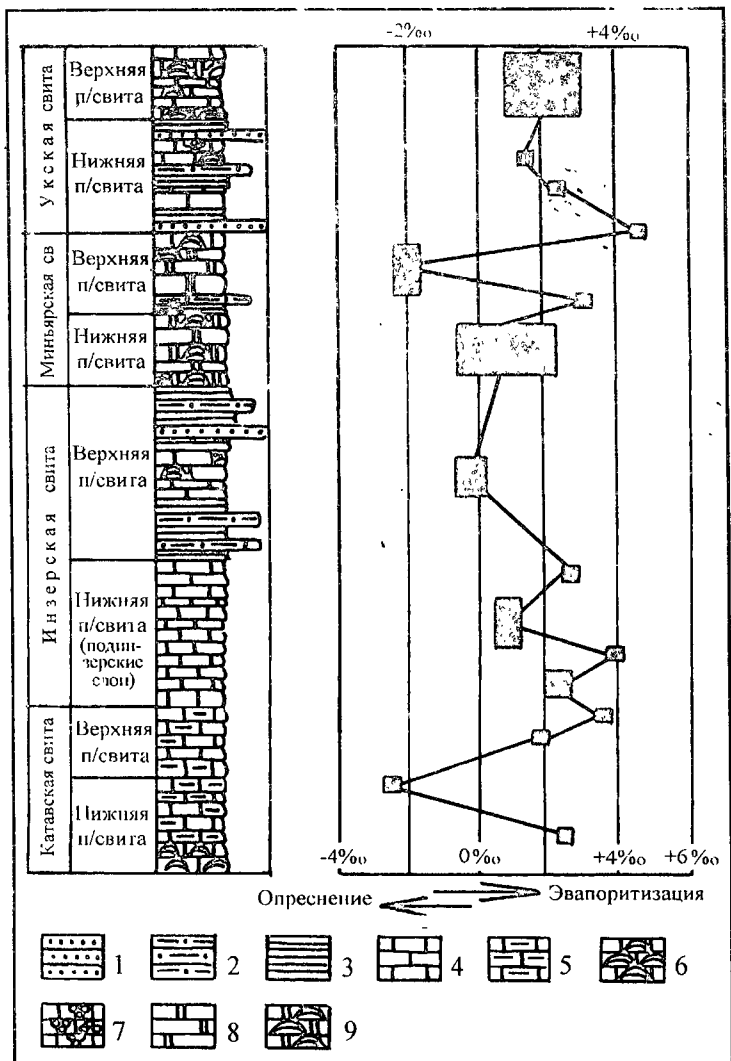


Рис. 32. Вариации изотопного состава углерода карбонатных пород каратауской серии верхнего рифея в бассейне р.Зилим, по данным М.А.Семихатова, В.Н.Подковырова и др. [Semikhatov et al., 1995] (величина прямоугольников по горизонтали соответствует точности измерений).

1 - песчаники; 2 - алевролиты, 3 - глинистые сланцы и аргиллиты; 4 - известняки; 5 - глинистые известняки; 6 - строматолитовые известняки; 7 - микрофитолитовые известняки. 8 - доломиты; 9 - строматолитовые доломиты

Глава 4. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПСАММИТОВ, МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИН И КРИСТАЛЛОХИМИЯ КАРБОНАТОВ: некоторые генетические следствия

Значительные усилия были предприняты в 50-90 гг. по изучению состава и типоморфных особенностей акцессорных минералов из песчаников типового разреза рифея. Первоначально работы этого плана сопровождали поиски коренных источников алмазов на западном склоне Южного Урала, а позднее оказались переориентированы на корреляцию удаленных разрезов. В конце 80-х гг. в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР исследовались спектроскопические свойства карбонатных пород эталона и были сделаны попытки привлечь полученные данные к реконструкции условий формирования отложений.

4.1. Данные по составу акцессорных в псаммитах эталонного разреза рифея

Исследования состава акцессорных минералов из песчаников рифея Башкирского мегантиклинория были выполнены М.Т.Орловой, Г.Н.Акимовой, В.М.Чайкой, К.Э.Якобсоном, А.П.Казаком, В.И.Козловым, Н.Д.Сергеевой и рядом других исследователей. Значительная часть информации данного плана сосредоточена в отчетах по геологической съемке различных масштабов территории Башкирского мегантиклинория.

Подробная характеристика вещественного состава и условий образования доордовикских грубообломочных отложений западного склона Южного Урала дана в неопубликованном отчете Н.П.Вербицкой и др. (ВСЕГЕИ, 1958 г.). Рассматривая состав конгломератов навильской подсвиты айской свиты авторы, отмечают возможность выделения среди них двух разновидностей. Первая разновидность представлена относительно слабо окатанными фрагментами лейкократовых гранитов и гранито-гнейсов, розовых микроклиновых гранитов, очковых гнейсов, плагиопорфиритов, "спилитов", кварцитов и кварцито-песчаников, филлиговидных сланцев и жильного кварца. Вторая разновидность объединяет породы с хорошо окатанными обломками слюдистых и слюдисто-хлоритовых кварцитов, микроклиновых гранитов, яшмовидных образований, железистых кварцитов, "спилитов" и жильного кварца. В целом для айской свиты, по данным авторов отчета, характерен полимиктовый состав грубообломочной фракции, формирование которой было связано как с размывом фундамента Русской платформы, так и островных поднятий внутри области осадконакопления.

Для времени накопления отложений зигальгинского уровня также предполагалось существование внешних и внутренних (островных) источников кластики. Одним из таких источников являлся, предположительно, Тараташский массив. Привнос обломочного материала в целом в юрматинии происходил как с запада, так и с северо-востока, а присутствие в шлихах оливина, хромита, пироксенов, ильменита и граната указывает предположительно на

разрушение в области сноса массивов ультраосновных пород.

Минералогические особенности псаммитов верхнего рифея также свидетельствуют, по данным Н.П.Вербицкой и др., о разрушении в области питания как метаморфических пород (кристаллические сланцы и гнейсы фундамента), так и “*внутригеосинклинальных поднятий*”.

М.Т.Орлова [1960] провела сравнение аксессуарных минералов тараташского комплекса и перекрывающих его обломочных образований айской свиты, что позволило ей прийти к выводу о формировании последних за счет размыва гнейсов и других образований Тараташского массива. В тяжелой фракции из песчаников бакальской свиты М.Т.Орлова обнаружила неожиданно высокие содержания минералов основных (пироксен, амфибол, магнетит) и ультраосновных (хромит, оливин) пород, что позволило предположить существование их и в источниках сноса, располагавшихся или относительно недалеко от области седиментации, или подвергшихся влиянию в основном процессе физического разрушения. В искусственных шлихах из псаммитов зильмердакской свиты наряду с цирконом, турмалином и титановыми минералами было установлено значительное содержание пироксенов и амфиболов. Автором показано, что песчаные породы бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты формировались “... *за счет размыва одних и тех же пород кислого состава*”. Был также сделан вывод, что алевролиты и мелкозернистые песчаники инзерской свиты аналогичны по составу аксессуарных минералов и типоморфизму циркона псаммитам зильмердакской свиты⁸⁹. По мнению М.Т.Орловой, “... *некоторые различия минерального состава и колебания в содержании кристаллических и хорошо окатанных зерен цирконов в породах бирьянской, пугушской, лемезинской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты следует объяснять разнообразием состава пород питающей провинции*”.

В.М.Чайка [1965 и др.], исходя из литологических особенностей и наличия прослоев “*естественного шлиха*” предположил, что псаммиты липовской подсвиты айской свиты и ряда пачек в составе бирьянской подсвиты зильмердакской свиты имеют значительное сходство. Ряд данных привел В.М.Чайку также к мнению о гетерогенности айской свиты⁹⁰, и формировании базальных горизонтов ее за счет размыва среднерифейских (?) комплексов Уфалейского комплекса⁹¹. Осадочные последовательности рифея Южного Урала характеризуются, по мнению автора, подчиненной ролью конгломератов и рядом черт, предполагающих длительный перерыв и переотложение материала из горизонтов кор выветривания [Чайка, 1966]. В составе аркозовых формаций типа рифея автором указано присутствие четырех раз-

⁸⁹ К аналогичному выводу почти через 30 лет придет и Н С Сергеева (см далее)

⁹⁰ В конце 80-х гг Э Г Гарсев и А В Маслов [Гарсев, 1989, Гарсев, Маслов, 1992] показали, что аркозы айского, бирьянского и гурюкского уровней типового разреза рифея характеризуются специфическими петрохимическими особенностями

⁹¹ К сходному мнению пришли позднее К Э Якобсон и др [1978 и др], предположившие, что источником кластики для псаммитов айской свиты являлись отложения зигальгинской, таганайской и зильмердакской свит среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория

новидностей цирконов: прозрачного, непрозрачного (малакон), буровато-желтого, поступавшего за счет размыва гранитов-рапакиви Бердяушского массива, и гиацинтов, источником которых был Тараташский массив. Основываясь на данных о степени окатанности прозрачных цирконов в псаммитах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея, В.М.Чайка считал, что в начале позднего рифея существовали два источника сноса - Русская платформа и островная суша на месте современного хр.Урал-Тау⁹²

Г.Н.Акимов и А.П.Казак [1965] привели подробную характеристику минералов тяжелой фракции из различных разрезов зильмердакской свиты. По их данным, цирконы из районов хр.Каратау и бассейна р.Лемезы, т.е. северо-запада Башкирского мегантиклинория, имеют меньшую степень окатанности, нежели цирконы из более восточных (примерно на той же широте) зон (бассейн р.Сатки и др.). Выделенные авторами типы цирконов (бесцветный, бледно-розовый, розовый, буро-желтый, пурпурный и др.), примерно соответствуют тем, что ранее были описаны В.М.Чайкой. Окатанность акцессорных турмалинов также возрастает в юго-восточном направлении. Ассоциация акцессориев бирьянской подсвиты свидетельствует, по данным Г.Н.Акимовой и А.П.Казака, о размыве главным образом гранитоидов и в меньшей мере пород основного состава.

Детальная характеристика акцессорных минералов зильмердакской свиты приведена в диссертационной работе Г.Н.Акимовой (ВСЕГЕИ, 1966 г.). Основную роль среди акцессорных минералов в песчаниках зильмердакской свиты играет циркон, характеризующийся достаточно хорошей окатанностью. Зерна обломочного турмалина также окатаны в значительной степени, угловатые и слабо окатанные зерна турмалина отмечены Г.Н.Акимовой только для районов хр.Каратау и Аджигардак. Общая окатанность минералов тяжелой фракции существенно выше в песчаниках лемезинской подсвиты, нежели в подстилающих их отложениях. Состав акцессориев свидетельствует о размыве в зильмердакское "время" преимущественно гранитоидов при подчиненной роли в области сноса метаморфических пород и комплексов ультраосновного состава.

По данным Г.Н.Акимовой, степень окатанности цирконов в песчаниках свиты возрастает с запада на восток и с северо-запада на юго-восток. Отмечается также ее улучшение вверх по разрезу. В пределах всего Башкирского мегантиклинория с учетом степени окатанности акцессорных минералов автором был выделен ряд зон: 1) неокатанных минералов (хр.Каратау, Воробьиные горы и др.); 2) слабо окатанных минералов (р.Мал.Инзер, хребты Калу и Алатау) и 3) окатанных и хорошо окатанных минералов (окрестности пос.Бердяуш, район г.Сатка, бассейн р.Бол.Нугуш).

К.Э.Якобсон и А.П.Казак [1978], изучив состав конгломератов айской свиты, сделали вывод о том, что во время формирования конгломератов чудинской подсвиты в область седиментации не поступала кластика с располо-

⁹² Окатанность розового, буро-желтого и непрозрачного циркона на территории Башкирского мегантиклинория, по данным В.М.Чайки, практически не претерпевает изменений

женного севернее Тараташского выступа. Большое количество свежих полевых шпатов в псаммитах данного уровня указывает, по мнению авторов, на господство в начале рифея холодного или умеренного климата. Палеогеография территории современного Башкирского мегантиклинория определялась существованием в бурзьяни бассейна северо-западного простиранья, в который с юго-юго-запада наступал ледник.

Тематические работы, направленные на оценку перспективности ди-афторитов Тараташского комплекса и терригенных образований айской и зигальгинской свит в его обрамлении на золоторудную минерализацию, выполненные А.М.Сухоруковым и др. (неопубликованные отчеты УГСЭ ТГУ “Уралгеология”, 1973 г., 1975 г.), позволили показать, что источниками сноса для песчаников навышской, липовской и чудинской подсвит айской свиты выступали метаморфические породы тараташского массива. Авторами отмечено, что состав конгломератов базальных уровней айской свиты по периферии Тараташского массива значительно варьирует. Изучение сферичности, окатанности, изометричности и уплощенности галек позволило показать чрезвычайно малую дальность переноса обломочного материала перед захоронением и накопление основной массы псефитовых обломков в наиболее гидродинамически активных прибрежных зонах бассейна.

Анализу состава и стратиграфического положения конгломератов ма-шакской свиты посвящена работа А.Ф.Ротаря [1976]. Им отмечено преобладание среди галек кварцито-песчаников, филлитов и хлоритовых пород (там, где конгломераты залегают на диабазах). Присутствие в цементе конгломератов граната и глаукофана свидетельствует предположительно о размыве высокометаморфизованных пород.

По данным, приведенным в работе [Геология и палеогеография..., 1977], во время формирования отложений липовской подсвиты айской свиты, в отличие от предшествовавшего ему навышского “*времени*”, размыву подвергались породы не Тараташского массива, а скорее образования восточка Русской платформы (красные микроклиновые граниты, граниты-рапакиви, аркозовые кварцито-песчаники и др.). Авторы данной публикации пришли к выводу о том, что “... судя по составу обломков, к моменту образования конгломератов айской свиты... в области сноса кроме метаморфических и магматических пород были широко распространены разнообразные слабометаморфические осадочные породы” (стр. 22). Для времени накопления отложений зигальгинской свиты в области размыва предполагалось существование как кварцитов, гнейсов и гранитоидов, так и габбро-диабазов, долеритов и ультраосновных пород типа кимберлитов (в пробах-протоколках из песчаников зигальгинской свиты при исследовании аксессуарных минералов были описаны гранаты пироп-альмандинового ряда, пироксены, хромшпинелиды и магнетит).

По данным В.И.Козлова [1982], песчаники зигальгинской свиты среднего рифея содержат в разрезах западной и восточной подзон Башкирского мегантиклинория малиново-красные цирконы, возраст которых варьирует в пределах от 1,66 до 2,07 и от 2,34 до 2,63 млрд. лет. Псаммиты зильмердакс-

кон и коррелируемых с ней свит содержат темно-розовые, розовые и др цирконы, возраст которых определяется совокупностью датировок из интервалов 1,07-1,42 и 1,6-1, млрд. лет. Из отложений ашинской серии указанным автором выделены розовые, матовые и малиново-красные цирконы, возраст которых варьирует, соответственно, в пределах 1,32-1,49 и 1,66-1,7 млрд. лет, ~ 2,4 млрд. лет и 2,05-2,27, и 2,4-2,6 млрд. лет. Ссылаясь на работы В.М. Чайки и А.А. Краснобаева, В.И. Козлов связывает поступление в область седиментации цирконов с возрастом 2,34-2,63 млрд. лет за счет разрушения супракрустальных ассоциаций Тараташского массива и фундамента Русской платформы. Более “молодые цирконы”, датировки которых составляют 1,4-1,7 млрд. лет отражают вовлечение в разрыв гранитных ассоциаций, завершивших консолидацию фундамента, а цирконы с возрастом 1,07-1,3 млрд. лет формировались за счет эрозии гранитоидов, формировавшихся в связи с гренвилльскими событиями. Исследование морфологии цирконов привели В.И. Козлова к выводу “... об идентичности условий осадконакопления в позднем докембрии Южного Урала”⁹³.

Начиная с середины 70-х гг. значительные усилия по изучению минерального состава терригенных образований рифея и венда Башкирского мегантиклинория были предприняты Н.Д. Сергеевой. [1980, 1982, 1986 и др.]. Основными целями этих исследований являлись выделение и анализ типоморфных комплексов акцессорных минералов и корреляция по ним разобщенных и удаленных разрезов, а также установление источников сноса [Сергеева, 1989]. Работы Н.Д. Сергеевой позволили показать, что литостратиграфические подразделения рифейского разреза содержат достаточно контрастные ассоциации акцессорных минералов, при наличии некоторой совокупности “сквозных” акцессориев - циркона, турмалина, апатита и рутила⁹⁴. Было установлено, что по разрезу рифея наблюдается смена акцессорно-минералогических ассоциаций и ряда характеристик отдельных минералов (так, для отложений нижнего рифея характерен темно-розовый и малиново-красный циркон). По данным приведенным Н.Д. Сергеевой в диссертационной работе (1989 г.), во время формирования отложений навшешской подсвиты айской свиты в питающей провинции размывались преимущественно осадочно-метаморфические образования. Кроме состава галек в конгломератах данного уровня на это указывает хорошая окатанность акцессорных циркона, турмалина, рутила и следы истирания на их поверхности, что предполагает многократное переотложение кластики перед окончательным захоронением.

⁹³ Этому выводу В И Козлова можно предпослать все те примечания, что сделаны далее к работам Н Д Сергеевой Исходя из отсутствия изменений в степени окатанности цирконов “ от зоны к зоне в пределах каждого уровня ” (стратотипа - примечание наше, А М и др) нельзя сделать иного вывода, нежели предполагать поступление акцессорных минералов из одного и того же источника сноса, ни о каких особенностях осадконакопления приведенные В И Козловым материалы не свидетельствуют Однако, возможности т н “ цирконовой палеогеографии ” и широких реконструкций до настоящего времени этим еще не исчерпаны

⁹⁴ Подобный состав преобладающей части акцессориев со всей определенностью свидетельствует о неоднократном переотложении кластики до ее окончательного захоронения [Исттиджон и др., 1976]

Песчаники среднего рифея обнаруживают присутствие розового циркона, а бледно-розовые разновидности последнего чаще всего наблюдаются в пробах-протоочках из псаммитов каратауской серии. Хорошая окатанность зерен циркона, апатита и рутила из песчаников зигальгинской свиты, наряду с преобладанием среди фрагментов конгломератов кварцито-песчаников, песчаников и алевролитов свидетельствует, по мнению Н.Д.Сергеевой, о “... значительной роли в области питания осадочно-метаморфизованных образований ...”. Присутствие на северо-востоке Башкирского мегантиклинория в песчаниках зигальгинской свиты темноокрашенных, в том числе малиново-красных, цирконов предполагает также перемыв подстилающих осадочных образований нижнего рифея. Близкие условия существовали и во время накопления отложений машакской свиты. Основным источником обломочного материала выступали в это время породы кислого состава, на что указывает преобладание среди акцессорных минералов циркона, апатита, турмалина и слюды. Однако, Н.Д.Сергеева трактует состав питающей провинции в машакское “время” весьма своеобразно, свидетельством чего может являться следующий приведенный в ее диссертационной работе абзац (Сергеева, 1989 г., стр. 140).

“Формирование осадков машакской свиты шло преимущественно за счет кислых пород, продукты размыва которых: циркон, апатит, турмалин, слюда, преобладают в группе кластозенных минералов. Хорошая окатанность циркона, турмалина и рутила может быть связана с неоднократным их перемывом на протяжении ряда циклов седиментации. Относительно высокие содержания и хорошая окатанность устойчивых минералов, незначительное количество малоустойчивых минералов, преобладание песчаников в гальках конгломератов машакской свиты, позволяют предположить, что в период формирования ее осадков в питающей провинции были широко распространены осадочные породы”

Итак, в начале абзаца, как это хорошо видно из приведенной выше цитаты, “Формирование шло за счет кислых пород...”, тогда как в конце его “... в питающей провинции были широко распространены осадочные породы”. Если учесть также, что существенная окатанность все тех же циркона, турмалина и др. минералов предполагает неоднократный перемыв кластики, то совершенно очевидно, что ни о каком преобладании в области размыва в рассматриваемый интервал времени пород кислого состава не может идти и речи⁹⁵.

⁹⁵ К сожалению, увлекшись стратиграфическими корреляциями и обоснованием построенной В.И.Колыва, Н.Д.Сергеева прошла мимо главного вопроса любых исследований акцессорных минералов из осадочных комплексов - а именно, насколько близок состав наблюдаемых в настоящее время в песчаниках ассоциаций тем, что существовали в породах областей размыва в моменты накопления исследуемых отложений. Постоянное присутствие в качестве ведущих компонентов ассоциаций минералов устойчивых и сверхустойчивых свидетельствует прежде всего в пользу неоднократного перемыва и цирконов и турмалинов и др. минералов и никоим образом не может быть использовано для суждений о “преобладании в области сноса пород кислого состава” или о чем-то подобном. Более информативны и корректны в данном случае материалы изучения обломочного каркаса псаммитов и ряд других методов и то, только для песчаников базальных уровней седиментационных серий, формирование которых, как мы с той или иной долей уверенности можем предполагать, происходило за 1 или максимум 2 цикла седиментации.

Минеральный состав глистон фритты песчаников верхнего рифея свидетельствует, по данным Н.Д.Сергеевой [1989], о преобладании в области размыва пород кислого состава и метаморфических образований. Значительная окатанность акцессорных минералов в псаммитах зильмердакской свиты указывает на неоднократное переотложение их перед окончательным захоронением.

Несмотря на достаточно удовлетворительную обнаженность базальных горизонтов айской свиты нижнего рифея и ряда других уровней типового разреза рифея, для которых достаточно хорошо проявлены вариации состава основных породообразующих компонентов вдоль и вкост регионального палеосклона, латеральные вариации состава акцессорных минералов в песчаниках рифея Башкирского мегантиклинория оказались не реконструированными. Однако, и встречающиеся иногда в работах Н.Д.Сергеевой выводы о наличии тех или иных дополнительных источников сноса не выдерживают внимательного анализа. Так, для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея автором указывается, что комплекс акцессорных минералов в разрезах данного уровня, расположенных в центральной части Башкирского мегантиклинория меняется с запада на восток, что видно, в частности, по увеличению в указанном направлении количества турмалина. Н.Д.Сергеева [1989] интерпретирует данный факт как свидетельство появления дополнительного (дополнительных?) источника сноса; однако буквально в следующем же предложении автор противоречит сам себе ссылаясь на данные замеров ориентировки косослоистых серий в песчаниках бирьянской подсвиты (допустить реально то, что предполагалось Н.Д.Сергеевой, представляется невозможным, т.к. перемещение класгики в указанное время происходило на всей рассматриваемой территории с северо-запада и запада на восток и юго-восток). Фациальная изменчивость отложений инзерской свиты, а также *“... вариации в составе и содержании кластогенных минералов в отложениях разных разрезов ее ..., по-видимому, свидетельствуют о значительной роли островных поднятий в формировании осадков инзерской свиты”* (Сергеева, 1989 г., стр. 113). Несомненно, что это утверждение автора весьма далеко от истины, т.к. на наличие в области седиментации островных поднятий может быть реконструировано только по характеру изменения общих литологических особенностей разрезов и определенных типах изменения мощностей.

Обращают на себя внимание и приводимые Н.Д.Сергеевой данные о сходстве терригенно-минералогической ассоциации инзерского уровня верхнего рифея с комплексом акцессориев лемезинской подсвиты зильмердакской свиты. Какая-либо интерпретация этого у автора отсутствует, тогда как она должна была бы быть обязательно, т.к. псаммиты указанных двух уровней существенно различаются по обстановкам своего формирования и принадлежат к различным осадочным комплексам.

По мнению Н.Д.Сергеевой, породы ашинской серии верхнего венда сформированы в значительной части за счет размыва осадочных комплексов верхнего рифея, что следует из сходства состава и типоморфных признаков

аксессуарных минералов ашинской серии, с одной стороны, и укской, инзерской и зильмердакской свит, с другой. Вместе с тем, по петрохимическим параметрам аркозовые песчаники урюкского уровня являются заметно менее зрелыми, нежели аркозы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [Маслов, Гареев, 1989], что исключает возможность формирования их за счет перемыва бирьянских аркозов. Песчаники вышележащих басинской и зиганской свит ашинской серии являются вообще максимально петрохимически незрелыми образованиями во всем верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория. Материалы Л.В.Анфимова [1997, стр. 53] по плотности обломочного кварца также “не подтверждают” представления Н.Д.Сергеевой о формировании песчаников с атрагстипического разреза ашинской серии за счет прямого размыва мегаморфических пород кристаллического фундамента Русской платформы.

Основное внимание в своих работах Н.Д.Сергеева уделила корреляции разрезов рифея различных структурно-формационных зон западного склона Южного Урала, в частности обоснованию сопоставления отложений ряда свит суванякского комплекса хр.Урал-Тау с типowymi разрезами каратауской серии, однако в свете находок в породах суванякского комплекса конodontов (данные О.А.Захарова, В.Н.Пучкова, В.А.Маслова, О.В.Артюшковой и др.) и это направление в изучении аксессуарных минералов оказалось в значительной степени под вопросом.

4.2. Исследования фазово-минералогического состава тонкозернистых силикокластических пород

Глинистые минералы являются интегральными индикаторами мобилизации вещества на водосборах и его последующей истории в областях седиментации, а также трансформации постседиментационными процессами.

Так, по данным М Ф Викуловой и др. [Фациальные типы, 1973], каолинит образуется в обстановках сильного выщелачивания пород в гумидном климате и кислой среде Синтез каолинита происходит главным образом в корах выветривания Каолинит представляет собой характерный компонент континентальных отложений В морских условиях он претерпевает ряд преобразований и постепенно разрушается при транспортировке Иллит формируется в основном в корах выветривания и почвах в щелочных и нейтральных условиях при избытке К⁺ По данным М Ф Викуловой и др., иллит представляет собой преобладающий компонент отложений холодного климата⁹⁶

⁹⁶ По представлениям А Г Коссовской и В А Дрица [1975], присутствие в породах железистых иллитов может свидетельствовать о формировании исходных осадков в эвапоритовых обстановках На это же указывает нахождение в эпигенетически неизмененных осадочных образованиях магнезиальных хлоритов Однако и для пород, полвергшихся постседиментационным преобразованиям, парагенез магнезиальных хлоритов и железистого мусковита является указанием на аридные обстановки седиментогенеза Другим индикатором формирования терригенных толщ в условиях аридного и близкого к нему климата служит магнезиальный корренсит (часто также вместе с железистым иллитом) Напротив, для отложений гумидного типа седиментогенеза более характерны иллиты с повышенным содержанием алюминия

Глауконит является преимущественно морским минералом, он синтезируется из растворов на границе восстановительной и окислительной сред и формируется в периоды трансгрессий

Монтмориллонит формируется в щелочной среде, в которой в существенных количествах присутствуют основания и магний, тогда как ионы калия почти отсутствуют. Особо благоприятно для синтеза монтмориллонита формирование кор выветривания по основным породам в условиях сухого и полусухого умеренного или теплого климата. Образование монтмориллонита происходит преимущественно в морских водоемах аридного типа. Значительная часть монтмориллонита возникает за счет трансформации пеллового материала. По данным Д. Д. Котельникова и А. И. Конюхова [1986], низкая устойчивость монтмориллонита к образованию агрегатов в соленой воде препятствует значительному переносу его в пределах бассейна седиментации.

Широко представлены в осадочных породах диоктаэдрические хлориты. По данным М. Ф. Видуловой и др., магнизиально-железистые и железистые хлориты наиболее типичны для гумидных обстановок седиментации, тогда как магнизиальные хлориты тяготеют к водоемам сухого климата. Наконец, палыгорскит и сепиолит являются характерными аутигенными минералами глинистых осадков морских и солончатоводных водоемов аридного и семиаридного климата, для которых типична щелочная среда и значительные концентрации катионов. По данным Д. Д. Котельникова и А. И. Конюхова [1986], на стадии транспортировки происходит измельчение палыгорскита и частичный вынос из него катионов, главным образом магния. Сепиолит также малоустойчив при перемещении и присутствует в продуктах переотложения только на незначительном расстоянии от источников сноса.

Ассоциации глинистых минералов, наблюдаемые в породах различного состава и генезиса, имеют как аавтогенное, так и аутигенное происхождение. Значительное количество глинистых минералов формируется при выветривании и преобразовании материнских пород в областях размыва, существенную роль в формировании их имеют также процессы, протекающие на путях переноса, в области седиментации и погребения, при разрушении пород на все или иные глубины [Фациальные типы..., 1973; Котельников, Конюхов, 1986; Соколов, Холодов, 1993; и др.]. Алюминиевые глинистые минералы являются показателями состава формировавшихся в областях размыва ассоциаций глинистых минералов, а также указывают на направленность выветривания, особенность климата и процессы транспортировки. По данным М. Ф. Видуловой и др. [Фациальные типы..., 1973], основная роль в формировании глинистых пород принадлежит унаследованным из областей сноса глинистым минералам, однако последние испытывают и существенные трансформации (деградация и агрегация). Деградация характерна в основном для глинистых накоплений континентальных обстановок, тогда как в морских условиях и в глинах аридных обстановок преобладают процессы агрегации.

В континентальных водоемах глинистые минералы в значительной мере отражают состав источников сноса, а также дальность и скорость переноса [Котельников, Конюхов, 1986]. Перенос каолинита в слабоминерализованной (пресной) воде сопровождается расслоением микроблоков и последующим их разрушением вплоть до элементарных слоев. Подчеркивается также, что роль

аллотригенного хлорита в глинистых отложениях в целом невелика, не происходит заметного его образования и до стадии позднего катагенеза [Котельников, Конохов, 1986]

Для осолоненных водоемов характерно формирование аутигенных глинистых минералов типа магнезиальных силикатов слоисто-цепочечного типа. В эпиконтинентальных морских водоемах происходит как деградация (как правило, это типично для трансгрессивных частей седиментационных циклов), так и агрегация (в относительно удаленных от берега зонах) глинистых минералов. Примечательной особенностью областей аридного климата является формирование на шельфе и континентальном склоне в условиях периодического подъема глубинных вод на границе окислительной и восстановительной зон аутигенного глауконита [Котельников, Конохов, 1986]

В глинистых породах постседиментационные преобразования глинистых минералов ведут к постепенной агрегации некоторых из них. Каолинит через смешанослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда переходит в слюдяные минералы (преимущественно в гидрослюда). В прибрежных, относительно опресненных зонах морских бассейнов каолинит демонстрирует иногда значительную устойчивость [Котельников, Конохов, 1986]. Монтмориллонит преобразуется сначала в неупорядоченные смешанослойные минералы, а затем в аналогичные образования, но более совершенной структуры. Хлориты стабильны практически на всех стадиях постседиментационных преобразований. Стептолит переходит в гидротальк и, далее в тальк, а палыгорскит превращается в раннем катагенезе в смешанослойные структуры типа сапонит-монтмориллонит, а потом - в хлорит-сапонит или монтмориллонит+гидрослюда.

В песчано-алевритовых породах, проницаемых в значительно большей мере, нежели первично глинистые накопления, трансформация глинистых минералов постседиментационными процессами определяется также и гидрохимическими параметрами. Как показано Д.Д. Котельниковым и А.И. Коноховым [1986], наиболее близкими по своим параметрам к глинистым минералам стадии седиментогенеза являются здесь глинистые минералы из непроницаемых пород, в которых происходит консервация седиментогенных вод.

Общее количество публикаций, в которых рассматривались бы все эти вопросы применительно к типовому разрезу рифея относительно невелико.

В работе А.М. Сульман и др. [1974] приведены данные по минеральному составу глинистых пород основных пачек бакальской свиты нижнего рифея. При изучении размерных фракций глинистых пород менее 0,001 мм методами рентгеновского и термического анализов установлено, что основной компонент сланцев по всему разрезу свиты - гидрослюда. Содержание низкотемпературной воды в них 0,5-0,9%, температура диссоциации 600-700°C, содержание гидроксильных ионов 5-5,5%, при 1050°C наблюдается высокотемпературный эндозффект, переходящий в экзотермический, подобно S-образному эффекту некоторых монтмориллонитов. Иногда проявляется слабый эндозффект при 970°C, свойственный мусковиту. Слюда отнесены к диоктаэдрическому политипу 2M с устойчивым положением рефлекса 060 (1,49-1,50 Å). Генезис этой модификации как обломочный, так и трансфор-

мированный из политипа 1М в условиях глубинного катагенеза. Кроме слюд в небольшом количестве отмечены хлориты и смешанослойные фазы. Хлориты обнаружены в сланцах макаровской подсвиты, а также в иркусканской и шиханской пачках верхнебакальской подсвиты. Они характеризуются экзотермическим эффектом при 300-400°C и 560°C и ослабленными первым и третьим рефлексами относительно второго и четвертого на дифрактограммах, что указывает на их повышенную железистость. По всему разрезу свиты в виде небольшой примеси отмечены смешанослойные образования, с базальным рефлексом 11,2-12,9 А, которые признаны метастабильными. Выделено две минеральные ассоциации глинистых минералов: хлорит-гидрослюдистая в безрудных толщах; гидрослюдистая в рудных пачках.

Г.В.Карповой и З.М.Тимофеевой [1975] на примере бакальской и зигазино-комаровской свит Бакальского рудного района минералы глинистых пород (филлитов) изучены более подробно. Комплексное исследование их с применением рентгеноструктурного анализа и ИК-спектроскопии позволило выделить следующие ассоциации глинистых минералов: для бакальской свиты - кварц-хлорит-фенгитовая с парагенезом фенгит, кварц, хлорит, мусковит, пирофиллит, стильпномелан; для зигазино-комаровской свиты - кварц-пирофиллит-мусковитовая с парагенезом мусковит, пирофиллит, кварц, хлорит. Плотность (г/см³) и пористость (%) глинистых сланцев бакальской и зигазино-комаровской свит составляет, соответственно, 2,85-2,9 и 1-1,5. Уровень постседиментационного преобразования пород был определен как поздний метагенез, а присутствие фенгита и мусковита свидетельствует, по мнению указанных авторов, о неравновесности минеральных ассоциаций. Сделан также вывод об унаследованном характере минеральных ассоциаций обеих свит от состава осадков времени их накопления. Было высказано предположение, что в бакальское "время" накапливался материал "... невысокой зрелости, возможно, с примесью вулканогенного материала. Невысокая роль натрия в химизме терригенных пород исключает в создании их значительных количеств петрогенного и туфогенного материалов. В осадок попал материал, вероятно, из кор выветривания гидрослюдистого типа, которые развивались по осадочным, метаморфическим и вулканическим образованиям". Для зигазино-комаровского "времени" предполагался размыв "материала кор выветривания каолинового типа", которые "... формировались после длительного континентального перерыва". Последний вывод основывался на представлениях о генезисе пирофиллита за счет осадочных пород, богатых Al₂O₃, но обедненных Mg и Fe, в частности, при реакции каолинита с кварцем в термодинамических условиях метагенеза⁹⁷.

Анализируя состав существенно сланцевых толщ зигальгинской и таганайской свит, В.К.Головенко [1977] пришел к выводу о возможной при-

⁹⁷ Следует отметить, что образование пирофиллита происходит также в низкотемпературных условиях при динамометаморфизме глинистых прослоев гидрослюдистого состава, находящихся в парагенезе с прослоями кварцитовидных песчаников, вследствие взаимодействия тектонически компетентного и некомпетентного слоев, к примеру, в формации Витватерсрайд [Phillips, 1988]

надлежности исходных для них осадков к высокоглиноземистой формации и их первичном гидрослюдисто-каолинитовом составе.

Т.Ю.Веретенникова и Э.З.Гареев [1983] установили, что в составе глинистых пород стратотипа рифея основную роль играют гидрослюды (иллит); хлорит и смешанослойные образования имеют подчиненное распространение.

В публикации А.М.Сульман и И.Г.Демчук [1978] на основе комплексного изучения рентгеноструктурным (как основным), термографическим и электронномикроскопическим методами впервые была дана подробная характеристика минерального состава глинистых пород всего разреза рифея и венда Башкирского мегантиклинория. Тонкая фракция (менее 0,001 мм) была выделена авторами из почти 40 проб глинистых сланцев гидравлическим методом. В статье сделан ряд выводов относительно закономерностей изменения состава глинистых пород по разрезу в для различных частях мегантиклинория.

Показано, что диоктаэдрические слюды политипа 1М и смешанослойные образования наблюдаются только в западном крыле структуры, слюды политипа 2М признаны обломочными. На восточном крыле мегантиклинория преобладающим компонентом глинистых пород являются слюды, относящиеся к политипу 2М, в резко подчиненном количестве развиты смешанослойные неразбухающие образования типа слюда-хлорит (характерны для авзянской и укской свит). Отмечено, что наибольшей информативностью относительно состава исходной тонкой силикокластики, поступавшей в седиментационные бассейны с палеоводосборов обладают разрезы западного крыла.

Было также установлено, что в вертикальном разрезе западного крыла мегантиклинория парагенез гидрослюды и хлорита испытывает изменения. В глинистых породах нижнего рифея среди слюд преобладает слюда 2М, в авзянской свите среднего рифея доминирует уже гидрослюда 1М, а в верхнем (зильмердакская и инзерская свиты) - 1М_д и обломочная 2М. В басинской свите венда преобладают обломочные гидрослюды политипа 2М. Хлорит во всех литостратиграфических подразделениях типа рифея представлен железистой (айская, бакальская, зильмердакская свиты) и железисто-магнезиальной разновидностями. Смешанослойные разбухающие образования, содержащие монтмориллонит, отмечены в качестве реликтов в бакальской свите нижнего рифея; несколько больше их роль в разрезах зильмердакской свиты верхнего рифея. В базальных свитах нижнего (айская и большеинзерская), а также верхнего рифея (зильмердакская свита) обнаружен комплекс методов (в том числе электронной микроскопией) палыгорскит, являющийся, по мнению авторов, индикатором аридных континентальных условий седиментации.

Кроме указанных выше минералов, в глинистых породах ряда уровней верхнего рифея Башкирского мегантиклинория присутствует глауконит⁹⁸.

⁹⁸ В песчанках зильмердакской свиты верхнего рифея из окрестностей г. Кусы описан алюминивый-глауконит (сколит) с соотношением $Fe^{3+}/Al < 3$ [Демчук, Шеретобитова, 1980] Минерал имеет упорядоченную структуру, модификацию 1М, содержание разбухающих монтмориллонитовых пакетов менее 10%

Зернистые микроконкреционные разновидности его являются как правило, раннедиагенетическими, признаков перемыва их из более древних образований не обнаружено.

В статье Л.В.Анфимова и др. [1987] приведены данные о том, что преобладающий парагенез гидрослюд и хлорита в глинистых породах всего рифейского разреза, является характерным и для состава тонких фракций, выделенных из зернистых обломочных пород и из нерастворимых минеральных остатков доломитов и известняков.

Обобщение данных по распространенности глинистых минералов и составе глинистых пород рифейских отложений Башкирского мегантиклинория приведено в диссертационной работе В.П.Парначева (1987 г.). Им отмечено повышенное содержание фтора в гидрослюдисто-кварцевых (апофитовых?) алевролитах суранской свиты (до 0,14%), присутствие новообразованного турмалина в алевро-пелитовых сланцах бакальской свиты и, соответственно, высокие концентрации в них бора (240 г/т), обогащение глинистых пород юшинской свиты *Mg*, *Ba*, *B*, *Rb*. В глинистых породах машакской свиты установлены повышенные содержания *F* (до 0,22%) и *B* (до 150 г/т), что объяснялось В.П.Парначевым не только эвапоритовыми условиями седиментации, но и влиянием риолит-базальтового вулканизма. Для глинистых пород зигальгинской свиты, по данным автора, характерна повышенная магнезиальность, калиево-содержание, высокие концентрации *B* (130 г/т), *Ba* (1700 г/т) и *F* (до 0,18 г/т). Фосфатоносные горизонты с прослоями диагенетических сидеритов характерны и для низов зигазинско-комаровской свиты; для ее глинистых пород также характерны высокие концентрации *B* (130 г/т) и *Ba* (860 г/т). Для глинистых пород зильмердакской свиты отмечено повышенное содержание *Cl* (0,03%), *Li* (29 г/т) и *Rb* (119 г/т).

В статье М.Т.Крупенина и др. [1993] приведена характеристика основных черносланцевых уровней рифея БМА. Установлено, что максимально обогащены органическим углеродом породы нижнего и среднего рифея, при этом наибольшими содержаниями (до 4%) характеризуются мелкозернистые (глинистые?) алевролиты и глинистые сланцы серегинской подсвиты зигазинско-комаровской свиты⁹⁹. Другие черносланцевые уровни бурзяния и юрматиния (верхняя часть айской свиты, половинкинская подсвита саткинской свиты, бакальская, машакская и авзянская свиты) содержат углерод в количестве близком к кларковому.

В другой публикации [Крупенин и др., 1994] показано, что низкоуглеродистые (с шунгитом) глинистые сланцы бакальской свиты характеризуются присутствием тонкодисперсной фазы смешанослойных разбухающих образований монтмориллонит-вермикулитового ряда с размером частиц менее 0,01 мкм. Для этих же пород, по данным дифференциально-термического анализа, характерно присутствие тонкодисперсного хлорита нескольких генераций, на что указывает ступенчатая диссоциация хлорита.

⁹⁹ Углерод реншоаморфен и определяется как шунгит (температура выгорания 450-650°C) Под электронным микроскопом иногда удается рассмотреть его частицы в виде глобул, размером менее 0,01 мкм

Изучение радиологического возраста слюдов из околорудных ореолов по тонким фракциям (0,001-0,05 мм) кристаллографически ориентированных диоктаэдрических слюдов из глинистых пород гидрогермальньо-метасоматической анкерит-сидеритовой рудной формации Туканского и Бакальской рудных полей [Крупенин, Калеганов, 1995] позволило установить существование ряда сходных значений возраста, варьирующих в пределах от 636 ± 12 до 690 ± 12 млн. лет. Это, по всей видимости, указывает на взаимосвязь преобразований в глинистых породах рифея в указанных районах с верхне-рифейско-вендским этапом тектоно-гермальной активизации территории Башкирского мегаантиклинория [Крупенин, 1997].

Л. В. Алфимовым и И. И. Кагармановой [1995] выполнена сводка данных о последовательных преобразованиях глинистых пород стратонитического разреза рифея и установлен эволюционный ряд по степени вторичной измененности: *микросланцы пелитовые арчидитовидные - сланцы пелитовые - сланцы филлитовидные - филлиты*. Показано, что коэффициент кристалличности (по С. Weaver) для диоктаэдрических слюдистых минералов закономерно увеличивается в этом ряду с 1,6 до 5,1, радиологический возраст ($K - Ar$) уменьшается от микросланцев к филлитам, стремясь к пределу 400 млн. лет, который рассматривается авторами как возраст метаморфизма глинистых пород. В глинистых породах верхнего рифея отмечено присутствие небольших количеств аутигенных смешанослойных образований типа монтмориллонит-гидрослюда, среди глинистых минералов всех стратонов присутствуют также хлорит-вермикулитовые пакеты. Отмечено наличие пирофиллита в составе не только зигзино-комаровской свиты юрматиния, но и во всех свитах буряния.

Позднее, эти данные вошли составной частью в монографию Л. В. Алфимова [1997], где отмечено, что в глинистых породах рифея кроме преобладающего парагенеза аутигенных диоктаэдрических слюдистых минералов и хлорита встречаются реликты алогогенных минералов: в микропелитовых и пелитовых сланцах - это гидратированный биоптит, мусковит, кварц, полевые шпаты, в филлитовидных сланцах и филлитах - хлоритизированный биоптит, мусковит, кварц, полевые шпаты. Кроме того, подтверждено присутствие среди аутигенных минералов филлитовидных сланцев и филлитов небольших количеств гипшомерлана и пирофиллита, а также фенгита (для бакальской свиты). При рассмотрении минеральных фаций литогенеза для фации кварцево-гидрослюдистой с сохранившимся глаукозитом указано, что соответствующие пелитовые породы имеют бластовые структуры с кристаллизационной сланцеватостью, а присутствующие гидрослюды 1М и 2М являются аутигенными.

По представлениям Л. В. Алфимова [1997], фазово-минеральный состав глинистых сланцев Башкирского мегаантиклинория характеризуется существенным единообразием и представлен "*предельно измененной*" в катагенезе ассоциацией глинистых минералов.

При изучении параметров кристаллической решетки диоктаэдрических слюдов из районов развития анкерит-сидеритовой рудной формации было

установлено, что слюды авзянской и зигазино-комаровской свит Туканского рудного района имеют более высокие значения параметра "b" (9,02-9,04 Å), чем слюды бакальской и зигазино-комаровской свит Бакальских месторождений (8,99-9,02 Å), что свидетельствует о более чистом алюминиевом составе последних (без изоморфных примесей катионов *Mg*, *Fe*) [Демчук и др., 1997]. На западной периферии Туканского рудного района (окрестности пос. Бол.Бретьяк) в отложениях авзянской свиты обнаружены глинистые сланцы, для дифрактограмм природных образцов которых характерно значительное уменьшение базальных рефлексов (10 Å) относительно двумерных отражений (4,46; 2,56, 1,500 Å), что создает видимость малого содержания глинистых минералов. Однако, пересчет данных химических анализов показывает, 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 подтверждает преобладание тонкодисперсного глинистого вещества в пробах, причем глинистая основная масса очень слабо кристаллографически ориентирована. Подобные рентгеновские картины характерны и для некоторых алевропелитовых пород западных разрезов верхнего рифея Башкирского мегаантиклинория. Значительное усиление двумерных отражений (4,46, 2,56; 1,500 Å) на дифрактограммах неориентированных образцов является характерной картиной для осадков пресноводных водоемов [Шляпников и др., 1987] и океанических [Демчук и др., 1990]. Это связано со способностью таких минералов, как монтмориллонит и слюда расщепляться при миграции в водной среде на путях переноса вплоть до элементарных слоев и становиться рентгеноаморфными в направлении оси "с". Исходя из этого можно предположить, что "деградированные" глинистые минералы в разрезах рифея Башкирского мегаантиклинория представляют собой собственно осадочный материал, который в силу тех или иных причин был законсервирован в диагенезе, потеряв связь с источниками катионов (*K*, *Mg*²⁺, *Fe*⁺ и др.), необходимых для дальнейших преобразований [Котельников, Колюхов, 1978].

На дифрактограммах ряда проб глинистых сланцев авзянской свиты среднего рифея и некоторых верхнепериферийских в примеси к "деградированным" глинам были обнаружены слюды модификации $2M_d + 1M_d$ (соответствующие пики размыты, но хорошо фиксируются). Отсюда можно сделать вывод о том, что в примеси к "деградированным" глинистым минералам обнаруживаются слюды, которые имели ранее более высокие полиморфные формы. Это свидетельствует, по всей видимости, о привносе в бассейн седиментации "литогенетически зрелого материала". Следовательно, можно в определенной мере судить и о характере слюдистого материала, поступавшего в бассейн из областей сноса. Можно предполагать, что из зон питания поставлялся аллотипенный глинистый материал поли типа $2M_d$. Показано, что высота 10-ангстремного пика на дифрактограммах может меняться с изменением содержания достаточно крупных (более 100 Å) частиц глинистых минералов, это, в свою очередь, в значительной степени определяется скоро-

стями сноса и удаленностью от берега палеобассейна.

Рентгеновское изучение тонкой фракции ($<0,001$ мм) пелитовых пород верхнего рифея позволило установить присутствие в одних пробах диоктаэдрического вермикулита, в других - смешанослойных образований вермикулит-хлорит с крайне неупорядоченным переслаиванием их пакетов, судя по ширине рефлекса 14,2А. Присутствие вермикулолитовой составляющей подтверждается и данными термического анализа: дополнительным эндозффектом при температуре 190-200°C (аналитик В.Г.Петрищева, ИГиГ УрО РАН). Насыщение ориентированных препаратов этиленгликолем показало, что такой разбухающий компонент, как монтмориллонит, в них отсутствует¹⁰⁰

Эпизодическое присутствие среди глинистых минералов верхнего рифея смешанослойных фаз типа слюда-монтмориллонит [Сульман, Демчук, 1978] позволяет рассматривать хлорит-вермикулитовую ассоциацию глинистых минералов как результат трансформации, конечным членом которого является магнезиально-железистый хлорит [Коссовская, 1966], широко развитый в более измененных разрезах рифея.

Наличие вермикулит-хлоритовой ассоциации может свидетельствовать о присутствии в источнике сноса вулканогенного материала, который в позднем диагенезе-раннем катагенезе был преобразован в вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование. Последнее в позднем катагенезе могло трансформироваться в вермикулит-хлоритовую фазу [Котельников, Зинчук, 1997]. Слюдистые минералы глинистых пород из некоторых западных районов Башкирского мегантиклинория с диффузными рефлексами (модификации $1M_1$, $2M_1$) или "истонченные" в направлении оси "с", являются, предположительно, остаточными и находятся в стадии деградации. Незначительная их часть сохранила, вероятно, информацию о более высоких полиморфных типах слюд ($2M_1$), поступавших из областей денудации. Слюды полиптипа 1M в процессе миграции из зон размыва разрушались (деградировались), поскольку они могут сохраняться только вблизи источников сноса [Котельников, Зинчук, 1997].

4.3. Исследования спектроскопических свойств карбонатов типового разреза рифея с целью реконструкции особенностей их формирования

С Л.Вотяковым и др. [1991, 1993] была предпринята попытка расшифровки обстановок накопления карбонатных отложений типового разреза рифея на основе изучения их спектроскопии. По их данным, строматолитовые доломиты из нижней части нижнекусинской подсвиты саткинской свиты сопоставимы по своим спектроскопическим свойствам с морскими доломитами

¹⁰⁰ Тонкая фракция глинистых минералов содержит органику, которая при насыщении проб глицерином или этиленгликолем образует новые кристаллические фазы, затрудняющие расшифровку дифрактограмм. Поэтому требуется предварительное освобождение проб от органического углерода с помощью 5% раствора перекиси водорода

ми верхнего палеозоя; строматолиты из более высоких уровней нижнекуссинской подсвиты (пластовые формы, известные несколько ниже горизонта с куссиеллами и собственно строматолиты *Kussiella kussiensis* Kyt.) обнаруживают, однако, существенное отличие своих физических параметров как от подстилающих образований, так и от верхнепалеозойских модельных образцов, что связано, по представлениям авторов, со значительными вариациями “... условий осадконакопления в период образования нижнекуссинской подсвиты саткинской свиты”. Для строматолитов из остальной части разреза саткинской свиты авторами спектроскопические свойства приведены, однако обстановки осадконакопления не обсуждаются. ЭПР-свойства конофитового пласта гасевокской пачки бакальской свиты близки аналогичным характеристикам верхнепалеозойских карбонатов, формировавшихся в переходных между пресными и морскими обстановками.

С Л.Вотяков и др [1991, 1993] привели также единичные данные об изотопном составе углерода ряда образцов карбонатных пород, отобранных из столбиков строматолитов и межстолбиковых пространств. Так, для известняков из межстолбикового пространства¹⁰¹ строматолитового пласта швидинской пачки значение $\delta^{13}C$ составляет -0,7‰, а для доломитов из нижнекуссинской подсвиты саткинской свиты (пачка, непосредственно подстилающая куссиелловый горизонт) - +6,5‰. Если считать, что эти данные отражают первичные особенности процессов осадконакопления, то можно предполагать формирование строматолитовых построек конца раннекуссинского “*взгляда*” в значительно более осолоненных обстановках, нежели в швидинском “*веке*”. Доломиты из межстолбиковых пространств строматолитового пласта в одном из разрезов реветской подсвиты авзянской свиты среднего рифея имеют, по данным авторов, $\delta^{13}C$ равнос -0,4‰, что предполагает, по нашему мнению, нормально-морские обстановки их накопления.

Известняки подпозерских слоев западного крыла Алатауского антиклинория и Каратауской структурной выступа характеризуются присутствием ряда типов, различающихся по интенсивности ПЦ Mn^{2+} и содержаниям ион-радикалов. Один из этих типов демонстрирует характеристики достаточно близкие к характеристикам морских отложений позднего палеозоя. Для известняков из межбиогермного пространства, отобранных из самой верхней части подпозерских слоев, значения $\delta^{13}C$ составляют (единичный анализ) -0,5‰

Преобладающая часть доломитов и известняков миньярской свиты отнесена авторами по тем же критериям к образованиям переходных (от собственно морских к опресненным) обстановок мелководного морского бассейна.

Наконец, исследование известняков и доломитов усской свиты позволило авторам утверждать, что формирование исходных для них осадков имело место при “... значительных вариациях условий осадконакопления ...”, хотя

¹⁰¹ Собственно строматолитовые разности пород, по данным С Л Вотякова и др [1991], содержат изотопно более легкий углерод

здесь же авторы отмечают, что *“Для большей части образцов .. возможно сопоставление их свойств с таковыми из верхнепалеозойских отложений морского бассейна”*.

Обобщение материалов проведенных исследований дало возможность С.Л.Вотякову и др. [1991, 1993] утверждать, что спектроскопические свойства карбонатных пород саткинской, миньярской и укской свит *“... варьируют значительно шире, чем в других свитах рифея; это отражает как существенные вариации условий их осадконакопления, так и последующих диагенетических изменений ...”*. Сопоставление спектроскопических свойств карбонатных образований типа рифея с палеозойскими отложениями, для которых обстановки формирования реконструированы по данным изучения фауны, *“... позволило подтвердить вывод о формировании строматолитсодержащих карбонатных пород саткинской, бакальской, авзянской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит в древнем бассейне с нормально-морскими условиями осадконакопления”*. В то же время, значительное сходство спектроскопических параметров карбонатных отложений различных свит стратотипического разреза привело авторов к выводу о существовании в рифее на территории современного западного склона Южного Урала единого обширного бассейна осадконакопления; это, в свою очередь, обусловило и более парадоксальную мысль - *“... именно этим можно объяснить сходство строения отдельных циклов (серий) рифея, несмотря на некоторые фациальные различия одновозрастных отложений по латерали”*.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Приведенные в настоящей работе данные позволяют в заключение сформулировать ряд проблемных вопросов геологии докембрия западного склона Южного Урала, требующих, на наш взгляд, решения в ближайшие годы.

Как известно, при палеогеографических реконструкциях большинство из слагающих эпи- и перикратонные бассейны рифея осадочных ассоциаций традиционно рассматриваются как преимущественно морские. Вместе с тем, исследования последних лет приводят к появлению различных, часто взаимоисключающих, моделей развития для одних и тех же бассейнов. Это хорошо видно на примере осадочных комплексов надсерии Белт, которые до середины 70-х гг. считались почти исключительно морскими, однако уже через десятилетие в литературе насчитывалось более 7 различных в палеогеографическом отношении моделей "*бассейна Белт*", в каждой из которых параметры формирования осадочных последовательностей трактовались по-разному. Сходная ситуация возникла, как показано в настоящем обзоре, в середине 80-х годов и в исследованиях типового разреза рифея. Исходя из вышесказанного, весьма актуальной представляется постановка исследований, направленных на *комплексный анализ параметров формирования осадочных последовательностей эталонного разреза рифея и реконструкцию физико-химических особенностей среды осадконакопления позднего докембрия* на основе прецизионного изучения минералого-петрографических, седиментологических и геохимических особенностей терригенных и карбонатных отложений рифея западного склона Южного Урала и более полного использования уже имеющихся банков литолого-петрогеохимических данных [Гарев, 1996; Маслов и др., 1997]. Первым шагом на этом пути является, на наш взгляд, обобщение всего имеющегося в настоящее время банка седиментологических и литолого-геохимических данных по типовому разрезу рифея и разрезам ашинской серии венда - именно это преследовали авторы при составлении данного обзора.

Возможным направлением исследований может быть совместный анализ данных о фациальном облике силикокластических толщ типового разреза рифея и характере распределения в них сообществ микрофоссилий, так как это сделано в настоящее время для разрезов рифея по периферии Сибирской платформы.

Вопросы реконструкции обстановок формирования фитогенных пород типа рифея и строматолитовых построек были затронуты за всю более чем полувековую историю изучения "*древних толщ*" только в нескольких публикациях. Несомненно, что этот вопрос также требует целенаправленных исследований.

Как показано в настоящем обзоре, сейчас уже есть определенная ясность в том, какими комплексами представлен типовой разрез, ясны также их пространственно-временные взаимоотношения. Следующим шагом в развитии работ этого плана нам представляется анализ конкретных особеннос-

тей формирования каждого из указанных комплексов и сопоставление их с аналогичными осадочными ассоциациями, известными в других разрезах рифея (литературный банк данных для работ подобного рода уже имеется).

Важное значение имеет и продолжение сравнительных исследований условий формирования и “архитектуры” эпи- и перикратонных осадочных последовательностей рифея в областях его широкого распространения (периферия и центральные районы Сибирской платформы, Индийский и Северо-Американский кратон, север Африки, возможно, Австралия). Наконец, как продолжение и необходимый составной элемент этих работ представляется актуальным также *анализ временной соподчиненности и последовательности седиментационных последовательностей*, исходя из глобальных закономерностей позднедокембрийской эволюции Земли.

Практически неразработанной представляется проблема выделения в разрезах древних осадочных толщ Башкирского мегантиклинория скрытых перерывов и оценка их иерархической соподчиненности и длительности. Иллюстрацией к сказанному является хорошо известная ситуация с предукским перерывом, который рассматривался ранее как граница достаточно крупного подразделения рифея (R_4 - кудаш), а в настоящее время без какого бы ни было серьезного обоснования оказался границей неопределенного рода.

Проблема “палеогеографии и геодинамической позиции вулканогенно-осадочных ассоциаций эталона рифея” также все еще не нашла, на наш взгляд, удовлетворительного решения. Несмотря на последние данные о сходстве характера распределения РЗЭ в основных вулканитах машакской свиты со спектрами РЗЭ, типичными для базальтов внутриконтинентальных рифтов [Карстен и др., 1997], остается до конца нерешенным вопрос о характере, морфологии и типе седиментационного бассейна начала юрматиния. Так же не ясно - распространялся ли он западнее современной осевой зоны Ямантауского антиклинория?

С указанной проблемой тесно взаимосвязано и рассмотрение геодинамики фрагментов седиментационных бассейнов, существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория или в более широком плане - в пределах Волго-Уральской области и западного склона Южного (и Среднего?) Урала.

Остается открытым, до настоящего времени вопрос о “... глобальной позиции и корреляции” рифейского Волго-Уральского бассейна с другими бассейнами осадконакопления [Иванов, Иванов, 1995]. Вероятно, решение его в ближайшем будущем без корректного, основанного на фактах, сравнительного анализа особенностей формирования одновозрастных ему осадочных бассейнов по периферии Сибирского кратона и/или Казахстанского палеоконтинента весьма проблематично. Вместе с тем, в свете появления в последние годы различных глобальных и субглобальных реконструкций конфигурации крупных континентальных массивов в позднем докембрии, в которых, в качестве составных членов, однако, часто без учета материалов по палеогеографии рифея Северной Евразии, используются такие

“кирпичики” как “Балтика”, “Сибирь” и др., вопрос этот начинает приобретать, на наш взгляд, особую актуальность. Необходимо, по всей видимости, в этой связи попытаться наконец перейти от использования палеомагнитных данных для расчленения и корреляции разобщенных разрезов рифея различных зон Башкирского мегантиклинория и их фрагментов к расшифровке ранее существовавших пространственных соотношений различных крупных (в т.ч. иногда разобщенных ныне) областей развития рифейских осадочных комплексов в пределах Урала и прилежащих к нему с запада и востока регионов. Это великолепно делается в настоящее время во всем мире и только стратотип рифея представляет здесь досадное исключение.

До настоящего времени слабо разработанным остается вопрос и о *цикличности типового разреза рифея*. Сейчас мы все еще находимся в этом отношении примерно на уровне середины 40-х г.г., когда А.И.Олли предложил схему стратиграфии “*древних свит Горной Башкирии*”, основанную на выделении естественных седиментационных циклов. Вместе с тем, вопрос о цикличности осадочных последовательностей типового разреза рифея весьма актуален как для стратиграфических (здесь уместно вспомнить проблему границы среднего и верхнего рифея, интерпретация характера которой в определенной степени “завязана” на то как трактуется цикличность авзянского уровня и каратауской серии), так и для собственно седиментологических исследований.

Не нашли пока применения в изучении осадочных ассоциаций типового разреза рифея и всей Волго-Уральской области приемы и методы, используемые при *сиквенс-анализе*, под которым понимается изучение последовательностей тем или иным образом организованных фаций и ассоциирующих с ними поверхностей несогласий [Vail, 1987; Christie-Blick and Driscoll, 1995; и др.].

Наиболее ранними попытками применить сиквенс-анализ к неопротерозойско-раннекембрийским отложениям были работы Н.Кристи-Блика и М.Леви на западе США [Christie-Blick, Levy, 1985] и ряда исследователей в южной и центральной Австралии (обзор и библиографию см. [Lindsay et al., 1993]). Сиквенс-стратиграфия отличается от литостратиграфии тем, что основными объектами ее анализа являются генетические комплексы, а не на картируемые в поле подразделения [Christie-Blick et al., 1988]. Сложные осадочные ассоциации могут быть тем или иным образом подразделены на “пакеты или последовательности” (sequences), соответствующие определенным хроностратиграфическим интервалам. Седиментационные последовательности определяются при этом как относительно согласные последовательности генетически взаимосвязанных осадков (слоев), ограниченные поверхностями несогласий или коррелируемыми с ними согласными поверхностями [Vail et al., 1977; Haq et al., 1987; Christie-Blick et al., 1988]; они имеют различный масштаб и образованы в соответствии с изменениями главного базиса осадконакопления и импульсами привноса осадков [Van Wagoner et al., 1988, 1990]. Наиболее полезными критериями для выделения сиквенс-гра-

ниц в масштабах обнажений являются [Christie-Blick et al., 1995]: 1) признаки субэральной экспозиции и/или эрозии; 2) наличие отчетливого “фациального перерыва” (резкое “обмеление” вверх по разрезу характера осадочных образований) и ряд других. Здесь, однако, существует ряд усложняющих моментов [Walker, 1990].

Анализ последовательностей используется для создания т.н. “каркаса бассейна” в целях разработки седиментационных моделей и моделей развития бассейнов. Однако, методические основы подобного подхода разработаны в основном для относительно молодых пассивно-континентальных обстановок, тогда как применение сиквенс-анализа для расшифровки истории интракратонных бассейнов сталкивается с особыми трудностями. Связано это в первую очередь с тем, что в интракратонных бассейнах на сейсмопрофилях довольно редко можно видеть четкие боковые ограничения слоев, осадочные последовательности имеют характер простого слоеного пирога, а современные границы бассейнов носят преимущественно структурно-эрозионный характер [Lindsay et al., 1993]. Как правило, бассейны данного типа характеризуются значительными размерами и сравнительно небольшими мощностями выстилающих их осадков. Глубины воды в них редко превышали несколько десятков метров, скорости седиментации были близки к скоростям погружения, а накопление осадков имело место в основном в мелководно-морских или флювиальных условиях. Формирующиеся в подобных условиях последовательности образуют обширные тонкие покровы, которые редко обнаруживают признаки проградации и часто находятся на пределе точности сейсмозаписи. Таким образом, использовать сейсмогеометрические соотношения для вычленения последовательностей и сиквенс-анализа в подобных обстановках достаточно трудно. Применение сиквенс-анализа наиболее перспективно при относительно простом характере внутривыбассейновых структур и большом количестве обнажений, позволяющих проследить характер изменения осадков вдоль и вкrest регионального палеосклона.

Если последнее условие для Башкирского мегантиклинория выполняется, то “*внутрибассейновые структуры*” в нем характеризуются, как это следует из современных материалов сейсмопрофилирования, значительной сложностью, что ставит еще одним вопросом, требующим, наряду с возможным использованием сиквенс-анализа, дальнейшего решения *глубинную геометрию седиментационных последовательностей рифея Башкирского мегантиклинория и всей Волго-Уральской области.*

Следующей проблемой, для решения которой потребуются в будущем определенные усилия, является, т.н. *анализ особенностей погружения седиментационных бассейнов рифея или бакстриппинг-анализ.* Бакстриппинг-анализ позволяет получить, наряду с рядом других характеристик, количественные параметры скоростей погружения фундамента бассейнов, “*тектонического проседания*” и осадконакопления, что дает возможность воссоздать на количественной основе историю формирования бассейнов седиментации, их преобразования в породные бассейны и наметить основные зако-

помогут трансформации состава выполняющих их осадочных последовательностей, в том числе теоретически предсказать время и длительность гл. нефтяных и газовых “окон”, или эпох нефтегазообразования.

Работы подобного плана, применительно к позднедокембрийским (главным образом, вендским) осадочным ассоциациям, выполнены для Московской синеклизы [Фурнэ и др., 1996] и пачаты в Волго-Уральской области [Белоконь и др., 1995]. Для построения достоверных кривых погружения, работы подобного плана требуют помимо точных данных о мощности и составе всех основных литостратиграфических единиц разреза также и надежной радиологической датировки к а ж д о такого подразделения (а в лучшем случае не менее двух (!!!) цифр для каждой из подсвит или пачек). Более того, для фанерозойских объектов (прежде всего, нефтегазоносных бассейнов) подобный анализ выполняется сейчас для к а ж д о й скважины. Это дает возможность видеть вариации развития отдельных частей и зон одного и того же бассейна. В случае Башкирского мегантиклинория, как фрагмента более крупного рифейского Волго-Уральского бассейна, основываясь на данных литолого-фациального изучения, мы также наблюдаем вариации истории формирования (одних и тех же литостратиграфических подразделений в разных его частях (вариации мощности, состава, взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями и т.д.). Однако, специфика объектов датирования в типовом разрезе рифея, а самое главное, отсутствие экономической целесообразности, конечно не позволяют надеяться на подобную детальность как в ближайшее время, так и в отдаленной перспективе.

Из этого вытекает в качестве одной из задач будущих исследований датировка интервалов формирования основных литостратиграфических уровней типового разреза.

В рамках продолжения литолого-геохимических исследований весьма интересным представляется расширение их с вовлечением в сферу анализа данных по синхронным типовому разрезу отложениям рифея Волго-Уральской области. Это позволит реконструировать особенности мобилизации, транспортировки и накопления терригенной кластики и растворенных компонентов в пределах значительно большей по размерам территории, которая была предположительно весьма близка к первоначальным размерам области седиментации.

Еще одним направлением литолого-геохимических работ должен быть переход от рассмотрения вариаций “в координатах условного времени” средних значений петрохимических модулей и других геохимических коэффициентов для свит или подсвит к анализу характера изменения этих величин в конкретных разрезах. Это позволит, при наличии достаточного числа достаточно полных разрезов получить представление о характере изменения ряда параметров осадконакопления внутри тех или иных временных интервалов, соответствовавших периодам формирования отдельных толщ, подсвит и/или свит. Непременным условием для этого является, однако, изучение и опробование разрезов с известным положением границ между различными литостратиграфическими подразделениями.

Другой задачей является разработка, на примере седиментологически четко индивидуализированных осадочных ассоциаций типового разреза рифея, “генетических диаграмм” для реконструкции условий накопления собственно позднедокембрийских осадочных ассоциаций, т.к. до настоящего времени в этих целях используются разработки, выполненные для значительно более молодых отложений.

Дискуссионным, как видно из приведенных в настоящем обзоре данных, является все еще и вопрос о типе и эволюции источников сноса, поставивших в течение всего рифея преимущественно аркозовую кластику и/или продукты ее вызревания в область современного Башкирского мегантиклинория с запада и особенностях их кардинальной смены в раннем и позднем венде на восточные источники. Последние, как известно, поставляли в поздневендский бассейн в основном лититовый материал. Возможно, решающую роль в решении этого вопроса может сыграть детальное петрографическое изучение известных в типовом разрезе рифея и разрезах ашинской серии многочисленных конгломератовых уровней и сравнение полученных данных с материалами по составу каркаса и петрохимии псаммитов.

Отдельной проблемой нам представляется расшифровка в будущем на основе использования точных методов состава исходных глинистых минералов, поступавших в располагавшиеся в раннем, среднем и позднем рифее и венде в пределах современного Башкирского мегантиклинория фрагменты бассейнов осадконакопления и истории последующей их трансформации в процессах энгенетических преобразований. В настоящее время достаточно ясно, что среди наблюдающихся в глинистых породах рифея ассоциаций глинистых минералов присутствуют не только “предельно измененный парагенез “хлорит-гидрослюда”, но и реликты предшествующих ему пелитовых фаз. Необходимо, однако, верифицировать эти, скорее еще предположения, нежели реально подтвержденные факты точными и тонкими методами исследования вещественного состава, включая, быть может и изотопное датирование разноразмерных фракций, как это выполнено в настоящее время сотрудниками группы И.М.Горохова (ИГГД РАН). Реконструкция исходного состава пелитовых фракций позволит получить также представление и о характере преобладавшего на водосборах климата и, соответственно, особенностях выветривания.

Тесно переплетается с детальным литолого-фациальным анализом и проблема взаимосвязи характера вторичных преобразований пород типового разреза рифея с условиями их формирования. Для фанерозойских отложений достаточно давно установлено существование корреляционных связей между процессами постседиментационного преобразования как карбонатных, так и терригенных (обломочных и глинистых) пород и фациального облика исходных осадков [Коссовская, 1980; Коссовская и др., 1981; Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 1992]. Для типового разреза рифея изучение постседиментационных преобразований до настоящего времени проводится еще без учета этого важного фактора, что дает только достаточно обобщенную характеристику ассоциаций аутигенных слюдястых минералов, рядов

минеральных фаций, зон и стадий изменения осадочных толщ. На наш взгляд необходима постановка специальных исследований, направленных на поиск и анализ возможных зависимостей между генезисом исходных осадков, их исходным и современным составом и особенностями вторичных преобразований в петрографически сходных литологических комплексах.

Специальной проработки требует также в настоящее время вопрос взаимосвязи процессов седименто- и рудогенеза поскольку вопросы генезиса ряда стратиформных объектов, в частности, магнетитовых и полиметаллических, еще до конца не решены.

Отдельное место должны занять структурно-тектонические исследования, реконструкция истории деформаций и последовательности формирования тектонических структур в пределах Башкирского мегантиклинория прежде всего деформаций внутри рифейско-вендского структурного этажа и их взаимосвязи или отсутствие таковой с деформациями палеозоя.

Особого внимания, несмотря на высокую вероятность присутствия в них следов не одной эпигенетической перестройки, требуют работы по изучению изотопии кислорода и углерода из карбонатных последовательностей типа рифея, которые составляют по мощности около половины всего эталона, а по длительности своего формирования, как представляется, охватывали основную часть этого временного интервала. Использование данных Rb-Rb-изохронного датирования наименее измененных эпигенетическими процессами карбонатных пород позволяет существенно расширить область корректного применения материалов изотопных исследований [Семихатов, 1997]

* * *

Важно еще раз подчеркнуть, что в целом в разрезах западной зоны Южного Урала мы имеем достаточно уникальную последовательность различных (в том числе на многих уровнях сходных в петрографическом отношении или по генезису и иным характеристикам) осадочных ассоциаций, формирование которых происходило в разнотипных осадочных бассейнах в течение рифея, венда и почти всего палеозоя, т.е. более чем на протяжении 1300 млн. лет [Коротеев и др., 1995]. Это позволяет рассматривать данный регион как своеобразный полигон для постановки различных исследований *историко-геологического плана*, направленных на решение многих фундаментальных вопросов современной геологической науки.

ЛИТЕРАТУРА

Акимова Г.Н. О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала//Докл. АН СССР. 1964. Т.158, № 5. С.1099-1101.

Акимова Г.Н. Литологические особенности и условия образования отложенный зильмердакской свиты докембрия западного склона Южного Урала//Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1966. 20 с.

Акимова Г.Н., Казак А.П. Акцессорные минералы зильмердакской свиты Южного Урала//Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965. Вып.4. С.10-21.

Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 235 с.

Акульшина Е.П. Особенности литогенеза и осадочного рудогенеза в протерозое и фанерозое//Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С.121-132.

Акульшина Е.П. Эволюция физико-химических условий осадкообразования в рифее и фанерозое (на примере Сибири)//Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1990а. С.17-26.

Акульшина Е.П. Изучение глинистого вещества для целей расчленения и корреляции осадочных толщ//Литологические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск: Наука, 1990б. С.19-33.

Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Об условиях седиментации в позднем докембрии//Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С.350-360.

Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии//Геология докембрия. Докл. сов. геологов. 24 сес. МГК. Проблема 1. Л.: Наука, 1972. С.17-23.

Алексеев А.А., Козлов В.И. Докембрий Южного Урала: итоги изучения и проблемы//Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. Уфа: УфНЦ РАН, 1997. С.13-29.

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.

Анатольева А.И. Эволюция домезозойских красноцветных формаций // Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. С.44-55.

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Под ред. А.П.Виноградова. М.: ГУГК, 1968. Т.1.

Анфимов Л.В. Крупная волноприбойная рябь в зигальгинских кварцито-песчаниках Бакала//Ежегодник-1971. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С.162-164.

Анфимов Л.В. Соотношение между сидеритовым оруденением и осадочными фациями в разрезе бакальской свиты на Южном Урале//Ежегодник-1976. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1977. С.117-120.

Анфимов Л.В. Постдиагенетические преобразования и рациональная классификация кварцевых псаммитов рифея Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале//Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Южном Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С.25-32.

Анфимов Л.В. Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакало-Саткинском горнорудном районе на Южном Урале//Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С.1227-1230.

Анфимов Л.В. Литогенез и эпигенетическое рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин.наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 33 с.

Анфимов Л.В. Типоморфизм обломочного кварца из песчаников базальных толщ рифея на западном склоне Южного Урала//Региональная минералогия Урала. Тез. докл. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С.150-153.

Анфимов Л.В. Рифейский осадочно-порodный бассейн на Южном Урале//Изв. Уральского горн. ин-та. 1993. Вып. 2. С.75-85.

Анфимов Л.В. Геологическая история породного бассейна в районе рифейского стратотипа//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всеросс. совещания. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. С.10-11.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнетитовая провинция. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 70 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., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов. М.: Наука, 1983. 87 с.

Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Вострокнутов Г.А. и др. Микроэлементы в карбонатных толщах рифея Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. 73 с.

Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория на Южном Урале//Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987а. С.47-56.

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. Всеросс. совещ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. С.13-14.

Анфимов Л.В., Сульман А.М., Еремеева А.В. Петрохимические особенности карбонатных пород бурзянской серии Бакало-Саткинского района на Южном Урале//Ежегодник-1981. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. С.78-80.

Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г. Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала//Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987б. С.22-28.

Баженова Т.К., Ивановская А.В., Ипатов Ю.И. и др. Углеродистые толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы: литолого-геохимические особенности, условия формирования, некоторые черты металлогении//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн.2. М.: Наука, 1981. С.162-167.

Балашов Ю.А., Казаков Г.А. Факторы фракционирования редкоземельных элементов в глауконитах//Геохимия. 1968. № 6. С.722-726.

Беккер Ю.Р., Солонцов Л.Ф., Аксёнов Е.М. Корреляция верхнего докембрия (рифей) Русской платформы и ее обрамления//Корреляция докембрия. Т.2. Металлогения докембрия. М.: Наука, 1977. С.172-189.

Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И. и др. Стратотипический разрез рифей//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С.6-42.

Белоконь Т.В., Балашова М.М., Сиротенко О.И. и др. Геодинамические условия формирования и преобразования рифейских толщ востока Русской платформы//Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифей Северной Евразии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. С.18-19.

Беляков Л.П. Текстурные особенности терригенных отложений синийского комплекса северо-западного склона Анабарской антеклизы//Ученые записки ИИИГА: Сер. регион. геол. Вып. 9. 1966. С.95-111.

Берега П.А., Каплин, О.К., Леонтьев, С.А., Лукьянова, Л.Г., Никифоров, М.: Мысль, 1991. 479 с.

Бобров В.А., Николаева И.В., Шестель С.Т. Распределение редкоземельных элементов в глауконитах в связи с возрастом и фациальной зональностью вмещающих отложений//Микроэлементы как индикаторы геологических процессов. Новосибирск. Наука, 1982. С.96-106.

Борцевский Ю.А., Борисов С.Л., Лазур О.Г. и др. Изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) исследование сидеритов Бакальского и магнетитов Сагкинского месторождений//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С.190-195.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2. № 5. С.97-129.

Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий восточной Сибири: состав и условия формирования//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С.36-54.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифей (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С.20-36

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Возрастные преобразования фациально-экологической структуры докембрийских биот и стратиграфия рифей//Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С.85-96

Веретенникова Т.Ю., Гареев Э.З., Козлов В.И. и др. Опыт применения минералогического картирования рифейских отложений ю.Урала//Минералогическое картирование рудных полей и месторождений Тез. докл. III Всесоюз. минерал. семинара. Свердловск-Миасс: УНЦ АН СССР, 1983. С.132

Верзилин Н.Н. Климатические и биологические факторы эволюции образования красноцветных отложений. Тез. докл. 27 МГК. Т. II. Секция 04.05. М.: Наука, 1984. С. 220.

Верзилин Н.Н. Проблема образования аридных красноцветных толщ//Современные проблемы палеоклиматологии и литологии. Л.: Изд-во Ленинградского государственного университета, 1985. С.150-159.

Виноградов В.И., Горожанин В.М. Саткинское месторождение магнезита (Южный Урал): Rb-Sr изотопные данные - ключ к пониманию генезиса//Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Тез. докл. научн. конф. "Чтения А.Н.Заварицкого". Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С.31-32.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы//Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С.49-76.

Восточно-Африканская рифтовая система. Т.1. Основные черты строения. Стратиграфия. М.: Наука, 1974. 263 с.

Вотяков С.Л., Краснобаев А.А., Крохалев В.Я. Проблемы прикладной спектроскопии минералов. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. 233 с.

Вотяков С.Л., Козлов В.И., Алферов А.А. и др. Спектроскопия карбонатных отложений стратотипа рифея Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 70 с.

Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. 28 с.

Гарань М.И. Докембрий и кембрий Урала//Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. XXI сес МГК. Доклады сов. геол. Пр. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.143-164.

Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала//Стратиграфия СССР Т.2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С.114-161.

Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия//Геология СССР. М.: Недра. 1969. Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч.1: Геологическое описание. С.149-200.

Гареев Э.З. Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала//Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 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: БФАН СССР, 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: УНЦ АН СССР, 1987а. С.29-36.

Гареев Э.З. Типизация черносланцевых отложений стратотипического разреза рифея на основе петрохимических данных//Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Тез. докл. Всес. сов. Сыктывкар: КомиФАН СССР, 1987б. С.29-30.

Гареев Э.З. Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФАН СССР, 1988. С.29-35.

Гареев Э.З. О влиянии эволюции осадконакопления на состав отложений стратотипического разреза рифея и ашинской серии на Южном Урале//Проблемы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры континентов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С.49-51.

Гареев Э.З. Некоторые физико-химические аспекты рифейского карбонатонакопления на Южном Урале//Физико-химические обстановки карбонатонакопления в докембрии в связи с эволюцией состава атмосферы и гидросферы. Тез. докл. Мурманск, 1989а. С. 8-10.

Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989б. 24 с.

Гареев Э.З. Геохимические горизонты и их практическое значение для стратиграфии докембрийских образований//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990а. С.44-46.

Гареев Э.З. Типизация углеродсодержащих пород стратотипического разреза рифея и их геохимические особенности//Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990б. С.83-88.

Гареев Э.З., Алибаева Г.С. Минералогическо-петрохимические особенности карбонатных пород стратотипических разрезов верхнего рифея и кудаша на Южном Урале//Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тез. докл. Тюмень: ТюмИИ, 1985. С. 88-90.

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: БФАН СССР, 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

Гареев Э.З., Анфимов Л.В., Елькин Ю.А. Геохимическая характеристика основных петрографических типов осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале//Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С.37-43.

Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода)//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С.128-156

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.: Наука, 1964. С.431-455.

Генетические гипсы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита/П.П.Смолин, А.И.Шевелев, Л.П.Урасина и др. М.: Наука, 1984. 317 с.

Геология и палеогеография западного склона Урала/Под ред. Ю.Д.Смирнова. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Геология и перспективы нефтегазоносности Урала//М.А.Камалетдинов, Ю.В.Казанцев, Т.Т.Казанцева и др. М.: Наука, 1988. 240 с.

Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2 500 000/Под ред. Н.В.Неволина, Т.А.Лапинской. Киев: Наукова Думка, 1976.

Гецен В Г Модель развития земной коры северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии//Серия препринтов "Научные доклады". Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. Вып.257. 28 с.

Головенко В К Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.

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. Наука, 1984. С.132-135

Горбунова Л И Глауконигы юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы//Гр. ГИН АН СССР. М.: Изд-во АП СССР, 1950. С.65-103.

Горожанин В М Использование магнитной неоднородности глауконита при выборе проб для изотопного датирования//Минералогия, геохимия и генезис полезных ископаемых Южного Урала. Уфа. БФАН СССР, 1986а. С 99-105.

Горожанин В М Минералогические особенности глаукопита укской свиты//Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986б. С 59-65.

Горожанин В М К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БИЦ УрО АН СССР, 1988. С 41-45.

Горожанин В М Геохронология нижнего венда Южного Урала//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез докл. Всес. совещ. Уфа. БИЦ УрО АН СССР, 1990. С 51-52

Горожанин В М, Кутякин Э П Рубидий-стронциевое датирование глаукопита укской свиты//Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа. БФАН СССР, 1986. С 60-63.

Граувакки/Под ред. В.Д.Шутова. М. Наука, 1972. 3-15 с.

Грачев А Ф Рифтовые зоны Земли. Л. Недра, 1977. 246 с.

Грачев А Ф Рифтовые зоны Земли. Л. Недра, 1987. 247 с.

Грибов Е М, Гурвич В М Марганцевые терригенно-карбонатные формации Енисейского края//Карбонатное осадконакопление в докембрии. М. Наука, 1981а. С 172-178.

Грибов Е М, Гурвич В М Рудоносные углеродистые формации Енисейского края//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. I. М., Наука, 1981б. С 173-181

Демчук И Г, Шерстобитова Л А О структуре скелита//Минералы горных пород и руд Урала. Свердловск. УПИ АН СССР, 1980. С 65-68.

Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Сазонов В.Н и др. Диоктаэдрические слюды как индикатор сидеритообразования в рифейских отложениях Башкирского мегапиклинория//Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С.101-104.

Демчук И.Г., Пучков В.Н, Петрищева В.Г. Глинистые минералы осадков океана//Ежегодник-1989. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990. С. 95-97.

Дикас А Срединно-континентальная рифтовая система центральной части США - модель докембрийской структуры растяжения//Советская геология. 1991. № 9. С.42-56.

Докембрийская геология СССР/В.Я.Хильтова, А.Б.Вревский, С.Б.Лобач-Жученко и др. Л.: Наука, 1988. 440 с.

Доңцова Е.И., Мигдисов А.А, Ронов А.Б К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочкой//Геохимия. 1972. № 11. С.1317-1324.

Ерофеев В.С, Цеховский Ю.Г Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

Жарков М.А Проблемы эвапоритового осадконакопления в докембрии//Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С.46-51.

Жемчужников Ю.А Основные выводы из изучения аллювиальных накоплений в угленосной толще Донецкого бассейна//Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 273-293.

Жемчужников Ю.А, Яблоков В.С, Боголюбова Л.И и др Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч.1. 331 с.

Жемчужников Ю.А, Яблоков В.С, Боголюбова Л.И и др Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Ч.2. 346 с.

Журавлева З.А Онколиты и катаграфии рифейских отложений Южного Урала //Советская геология. 1967. № 9. С. 147-149.

Журавлева З.А Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Южного Урала//Проблематики пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М.: Наука, 1968. С.83-100

Зисс Т.В Отложения зингазино-комаровской свиты на Бакальском рудном поле (Южный Урал)//Советская геология. 1967. № 2. С. 136-140.

Иванов С.Н О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще//Доордовикская история Урала. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1980. С.3-27

Иванов К.С., Иванов С.Н Проблемы тектоники рифея Урала//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. С.39-42

Иванов К.С., Иванов С.Н Основные проблемы рифея Урала//Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С.111-127

Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала//Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С.81-94.

Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Проблемы геологии докембрия Урала//Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С.50-68.

Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н. Этапы тектонического развития и металлогения Урала//Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С.72-78.

Ивановская А.В., Петров В.Г., Соколова М.Ф. Эволюция состава олигомиктовых кварцевых комплексов в позднем докембрии и их климатическая зональность//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С.80-94.

Казаков Г.А. Глаукониты как геохимические показатели фациальных условий седиментогенеза//Геохимия. 1982. № 11. С.1547-1561.

Казаков Г.А. Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород//Геохимия. 1983. № 12. С.1670-1680.

Казаков Г.А., Балашов Ю.А., Братишко Р.Х. Глаукониты как показатели климатических условий литогенеза//Геохимия. 1976. № 5. С. 758-764.

Казаков Г.А., Боровик-Романова Т.Ф., Ермишкина А.И. Закономерности изменения во времени содержания бора и фтора в морском аутигенном осадочном процессе (на примере глауконитов)//Геохимия. 1975. № 9. С.1355-1371.

Казанский Ю.П. Особенности эволюции осадочного процесса в истории Земли//Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1976. С.116-130.

Казанский Ю.П. О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли//Геология и геофизика. 1979. № 1-1. С.17-27.

Казанский Ю.П. Физико-химические условия морского карбонатонакопления в докембрии//Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С.37-42

Казанский Ю.П. Введение в историю осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 221 с.

Казанский Ю.П. О роли абиотических факторов в развитии органического мира//Принципы развития и историзма в геологии и палеонтологии. Новосибирск. Наука, 1990. С.184-189

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 204 с.

Казьмин В.Г., Гольмисток А.Я., Клитгорд К. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт)//Геология и геофизика. 1995. Т.36. № 10. С.164-176

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.

Каменева М.Ю., Бородавская З.В. Глауконит как показатель обстановки образования и преобразования ордовикских отложений Русской и Сибирской платформ//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С.192-198.

Карпова Г.В., Тимофеева З.В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С.45-55.

Карстен Л А , Иванов К С , Маслов А В и др Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации новые геохимические данные//Рифей Северной Евразии Геология Общие проблемы стратиграфии Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997 С 155-166

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 , Мазиллов В Н Литология четвертичных отложений в разрезе глубокой скважины в акватории озера Байкал//Литология и полезные ископаемые. 1997 № 5 С.484-491

Кац Ш И Металлогенетические аспекты регионального метаморфизма рифейских отложений западного склона Башкирского Урала//Докембрийские толщи Башкирского мегаантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С 49-55

Кац Ш И , Генина Л А Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии//Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тез. докл. III Урал петрограф. совещания Т. I Свердловск УНЦ АН СССР, 1974. С.44

Келлер Б М Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968 101 с

Келлер Б М , Семихатов М А Опорные разрезы рифея. М.: ВИНТИ, 1968 108 с

Келлер Б М , Королев В Г , Семихатов М А и др, Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР//МГК XXIII сес. Доклады сов. геологов Проблема 4 Геология докембрия Л Наука, 1968. С.82-94.

Келлер Б М , Семихатов М А , Чумаков Н М Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя//Геология докембрия. 27 МГК. Докл. Секция С.05. Т.5. М : Наука, 1984. С 56-76

Козлов В И Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В И Стратотип рифея Южного Урала//Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья Уфа: БФАН СССР, 1986. С.6-16.

Козлов В И Основные проблемы стратиграфии верхнего докембрия Южного Урала и востока Русской плиты//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С.4-9.

Козлов В И Проблемы верхнего докембрия Южного Урала на IV Уральском стратиграфическом совещании//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты Уфа. УфНЦ РАН, 1993. С.4-13.

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. Всес. совещ. Уфа: ИГ БНЦ УрО РАН, 1990 С 11-17.

Коссовская А Г Типизация и генетическое значение смешано-слоистых минералов глилл//Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966. С 163-180

Коссовская А Г Проблемы геоминералогии//Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С 168-180

Коссовская А Г, Дриц В А Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок//Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С.60-69

Коссовская А Г, Тучкова М И К проблеме минерало-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород//Литология и полезные ископаемые. 1988 № 2. С.8-24.

Коссовская А Г, Шутов В Д, Симанович И М Современное состояние и перспектива развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океанах//Литология на новом этапе развития геологических знаний. М. Наука, 1981 С 45-62

Котельников Д Д, Зинчук Н Н Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций//Известия ВУЗов. Геология и разведка 1997 № 2. С.53-63

Коротеев В А, Маслов А В, Крупенин М Т К 50-летию выделения рифея (Всероссийское совещание по общим проблемам стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии)//Стратиграфия Геол корреляция 1996 Т 4. № 6 С. 108-111

Краснобаев А А Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала - как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей спаса//Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. V Всес. литологического совещ. М. 1973 С. 158-161.

Краснобаев А А Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала//Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С 28-39

Краснобаев А А Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 145 с.

Крупенин М Т О фациальных типах осадков сидеритовой формации Бакала// Ежегодник-1981. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. С.127-128.

Крупенин М Т Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала// Ежегодник-1982. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983 С 24-30

Крупенин М Т Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования//Автореф. . . дис. канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1987 18 с

Крупенин М Т Закономерности образования сланцево-карбонатной формации бакальской свиты (нижний рифей, Южного Урала)//Карбонатные формации и условия их образования. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С.18-20.

Крупенин М Т Металлогенетический облик рифей в Башкирском мегантиклинории//Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С.186-191.

Крупенин М Т, Анфимов Л В Взаимоотношения сидеритового и магнетитового оруденения в Бакальском рудном поле//Ежегодник-1984. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1985 С.121-123.

Крупенин М Т, Калеганов Б А К-Аг возраст глинистых рудовмещающих пород как индикатор рифтинга в венде западного склона Ю. Урала//Главнейшие рубежи

геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование СПб. 1995 С 69

Крупенин М Т, Маслов А В Осадочные комплексы верхнего докембрия западного склона Урала и их металлогения//Геология и минералогия докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Информ материалы Всерос совещ Сыктывкар Геопринт. 1996а С 85-87

Крупенин М Т, Маслов А В Индикаторные седиментационные ассоциации рифейских бассейнов осадконакопления Урала и Сибири//Седиментогенез и литогенез осадочных образований Тез докл Уральского литологического совещ Екатеринбург УГГА, 1996б С 90-92

Крупенин М Т, Демчук И Г, Маслов А В Аллохтонный и аутигенный компоненты в глинистых сланцах рифея Башкирского мегантиклинория//Магматизм, 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 Остаточные и трансформированные глинистые минералы из верхнего рифея Башкирского мегантиклинория//Минералогия Урала Материалы III Уральского минералогического совещания Миасс: ИМин УрО РАН. 1998 (в печати)

Крупенин М Т, Маслов А В, Петрищева В Г и др Углеродистые глинистые сланцы рифея - новое для Урала минеральное сырье//Ежегодник-1993. Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1994 С 45-46

Крупенин М Т, Маслов А В, Рыкус М В и др Новые данные о содержании S_{org} в глинистых сланцах нижнего и среднего рифея Южного Урала //Ежегодник-1992 Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1993. С.19-20.

Крупенин М Т, Ятлук Г М, Маслов А В Колебание палеосолности рифейских бассейнов осадконакопления Урала по геохимическим данным (C/S метод, первые результаты)//Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. С 41-44

Крылов И Н Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М : Наука, 1963. 243 с

Крылов И Н Стратиграфия и микрофосилии миньярской свиты Южного Урала//Советская геология 1983 № 6 С.62-71

Крылов И С Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогеинных и хемогенных карбонатных пород//Палеонтология докембрия и раннего кембрия Л : Наука, 1979. С 99-103

Кузнецов А Б, Горохов И М, Семихатов М А и др Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал//Доклады РАН. 1997. Т. 353, № 2. С.249-254.

Лазур О Г, Ходак Ю А, Егорцева Н А О генезисе Саткинских магнетитов и Бакальских сидеритов западного склона Южного Урала//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981 С.190-195

Ларионов Н И Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале. Автореф . . дис. канд. геол.-мин наук Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1994. 19 с

- Ленных В И, Петров В И* Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития// *Тектоника и магматизм Южного Урала* М : Наука, 1974. С 129-141
- Ленных В И, Петров В И* Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста// *Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса Свердловск УНЦ АН СССР, 1978. С.33-43.*
- Логачев Н А* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки М : Наука, 1977. 182 с
- Логвиненко Н В* Морская геология Л.: Недра, 1984 343 с.
- Логвиненко Н В, Орлова Л В* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане Л : Недра, 1987
- Лукашев В К, Лукашев К И* К проблеме использования геохимических индикаторов в палеогеографических и поисковых целях// *Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых*. Минск Наука и Техника, 1980. С 5-46.
- Лунгерсгаузен Г Ф* О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала// *Советская геология*. 1947 № 18. С 35-74
- Лунгерсгаузен Г Ф* Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение// *Стратиграфия позднего докембрия и кембрия*. Докл. сов геологов на XXI сес. МГК Проблема 8. М : Изд-во АН СССР, 1960 С.97-108.
- Максвелл Дж* Древняя западная окраина США// *Геология континентальных окраин* М.: Мир Т.3 1979 С 184-207.
- Макушин А А* Рифей-раннепалеозойская палеотектоника, магматизм и металлогения западно-уральской материковой окраины// *Доклады АН СССР* 1985. Т 284, № 5. С.1191-1194
- Маркевич П В* Геосинклиналиное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое. На примере Сихотэ-Алиня и Камчатки. М.: Наука. 1985 117 с
- Маркевич П В, Филиппов А П, Малышевский А И и др* Геосинклиналиный литогенез на границе "континент-океан" М : Наука. 1987. 176 с.
- Маслов А В* Литологические особенности пород большеинзерской свиты нижнего рифея Южного Урала// *Верхний докембрий и палеозой Южного Урала* Уфа БФАН СССР, 1982 С.13-19
- Маслов А В* Основные петрографические особенности псаммитовых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в стратотипическом разрезе// *Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья*. Уфа БФАН СССР, 1983 С.12-17.
- Маслов А В* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1 Условия образования терригенных комплексов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты// *Литология и полезные ископаемые* 1985 № 6. С 110-121
- 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 Палеогеография позднего рифея Южного Урала//Изв. АН СССР Сер геол 1987 № 1 С 76-85

Маслов А В Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория М Наука, 1988 133 с.

Маслов А В "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала//Литология и полезные ископаемые 1989а № 2 С 28-42.

Маслов А В Литолого-фациальная характеристика терригенно-карбонатных отложений нижнего рифея//Нижний рифей Южного Урала. М., Наука, 1989б С 167-194

Маслов А В Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1990 № 4 С 29-42

Маслов А В Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала// Изв АН СССР Сер геол. 1991а № 9 С 97-110

Маслов А В Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала// Литология и полезные ископаемые 1991б № 4 С 66-82

Маслов А В К вопросу о генезисе плоскообломочных карбонатных брекчий в разрезе сагкинской свиты у г Кусы//Ежегодник-1991. Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1992 С 21-23

Маслов А В Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития) Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1993 339 с (Рукопись депонирована в ВПНИТИ, № 565-В93)

Маслов А В Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1994а 162 с

Маслов А В Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн / Литология и полезные ископаемые 1994б № 5 С.99-118.

Маслов А В Раннерифейский седиментационный бассейн востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала//Отечественная геология 1995а № 4 С 45-52

Маслов А В Типы источников спеса песчаных ассоциаций эталона рифея // Ежегодник-1994 Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1995б. С.41-44.

Маслов А В Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции) Автореф. дис докт геол.-мин наук. Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1997а. 44 с

Маслов А В Осадочные последовательности типового разреза рифея основные черты состава и строения, материалы к разработке седиментационных моделей//Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии Екатеринбург. УИФ "Наука", 1997б, с.98-111.

Маслов А В, *Гареев С З* Литолого-геохимические особенности стратигического разреза большеинзерской свиты на Южном Урале//Советская геология 1983. № 8. С 103-108

Маслов А В, *Гареев С З* Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Советская геология 1988 С 57-66.

- Маслов А В , Гареев Э З* Петрохимические особенности аркозов рифея Южного Урала//Материалы X конф молод геол. и геофиз. Урала Свердловск: УрО АН СССР 1989 С 44-49
- Маслов А В , Гареев Э З* Некоторые черты петрохимической эволюции песчаниковых ассоциаций стратотипического разреза рифея//Геология и полезные ископаемые Урала Тез докл XI Ур. конф. молод. геол. и геофиз. Свердловск УрО АН СССР 1991. С 7-9.
- Маслов А В , Гареев Э З* К анализу петрохимических трендов составов песчаников эталона рифея и венда на Южном Урале//Ежегодник-1993. Екатеринбург ИГи УрО РАН, 1994 С 46-48
- Маслов А В , Гареев Э З* Петрографо-петрохимические аспекты формирования пизжерифейских песчаниковых ассоциаций Южного Урала//Геохимия 1996 № 3 С 278-288
- Маслов А В , Горожанин В М* Пижмеевский уровень каратавия типовой местности особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глаукогита)//Ежегодник-1997 Екатеринбург ИГи УрО РАН, 1998 *в печати*
- Маслов А В , Крупенин М Г* Разрезы рифея Банкирского метангклинория (западный склон Южного Урала) Свердловск ИГи УрО АН СССР, 1991 172 с
- Маслов А В , Крупенин М Г* Осадочные комплексы верхнего докембрия западного склона Урала и их металлогения//Геология и минералогия докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала Информац материалы Всерос совещ Сыктывкар, 1996 С. 85-87
- Маслов А В , Крупенин М Г , Гареев Э З* Обстановки рифейского осадконакопления литолого-минералогические и геохимические индикаторы//Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала Тезисы докл VI Уральского петрографического совещ., Ч I Екатеринбург, 1997 С 244-246
- Махилин В А* К минералогии глаукогита олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива//Минералогический сборник Львов. Изд-во Львовского государственного университета, 1951 Сб 5 С 219-226
- Мележик В А* Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным//Известия АН СССР Сер геол. 1987. № 9. С.100-111.
- Мележик В А* Модель эволюции докембрийских бассейнов осадочного породообразования на Балтийском щите//Изв АН СССР Сер геол. 1991 № 5 С 139-148
- Мележик В А* Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита (к проблеме реконструкции постседиментационных преобразований) СПб Наука, 1992 256 с
- Милдисов А А* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах//Геохимия 1960 № 2 С 149-163.
- Милановский Е Е* Рифтовые зоны континентов М. Недра. 1976. 279 с
- Милановский Е Е* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах) М Недра, 1983 280 с.
- Митрофанов Ф П , Пеллуца В З , Чикирев И В* История развития Кольского полуострова в позднем докембрии//Общие проблемы стратиграфии и геологической

истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995 С 64-65.

Михайлов Б М Рудоносные коры выветривания: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций Л. Недра, 1986 238 с

Михайлов Б М Особенности докембрийского гипергенеза//Литология и полезные ископаемые 1991. № 5 С 60-78

Михайлов Б М Особенности континентального перерыва R_1 - R_2 на железорудных месторождениях Бакала (Южный Урал)//Литология и полезные ископаемые 1995 № 6 С 632-642.

Паливкин Д В Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала//Известия ВГО 1931. Вып. 70. С.1100-1103

Паливкин Д В Учение о фациях. М.-Л. : Изд-во АН СССР, 1955. Т.1 534 с

Негрца Г Ф О возможностях реконструкций палеоклиматов докембрия//Современные проблемы палеоклиматологии и литологии. Л. ЛГУ, 1985 С 69-85

Негрца Г Ф, Негрца В З К проблеме палеоклиматических реконструкций докембрия//Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии Л Изд-во Ленинградского госуниверситета, 1982 С 140-148

Нехаев А Ю, Хабаров Е М Особенности осадконакопления погройской формации (восточная часть Енисейского кряжа)//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1995. С.70-71.

Пижний рифей Южного Урала/В И Козлов, А.А.Краснобаев, П.П.Ларионов и др М Наука, 1989 208 с

Николаев В Г Строение осадочного выполнения континентальных рифтов // Геотектоника 1986 № 2 С 116-124

Николаева И В Глауколит как индикатор условий образования древних морских отложений (новый методологический подход)//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана 26 сбс МГК Докл сов геологов Л Недра, 1980 С 73-79

Николаева И В Минералы группы глауколита как индикаторы эволюции обстановок осадконакопления//Эволюция гипергенеза в истории Земли Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981а С 71-78

Николаева И В Фациальная зональность химического состава минералов группы глауколита и определяющие ее факторы//Минералогия и геохимия глауколита. Новосибирск Наука, 1981б С 4-41

Николаева И В Значение минералов группы глауколита для выявления условий образования карбонатных отложений//Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые Новосибирск Наука, 1982 С.50-53.

Николаева И В Эволюция обстановок осадко- и рудообразования по данным изучения глауколита//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 60-67

Николаева И В, Сухаренко А В Фтор и хлор в минералах группы глауколита//Доклады АН СССР. 1973. Т 209. № 4 С.947-948.

Николаева И В, Бородаевская З В, Голубева Г А Кристаллохимические особенности минералов группы глауколита в решении вопросов палеогеографии,

геохронологии и эволюции осадконакопления//Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С 69-74

Николаева И В, Ковалева Л Т, Сухаренко А В Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита//Глауконит в современных, пингепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С.52-76.

Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Рединга Х. М.: Мир, 1990а Т1 352 с

Обстановки осадконакопления и фации/Под ред. Рединга Х. М.: Мир, 1990б Т2 384 с

Общие вопросы расчленения докембрия СССР/Под ред. Б.С.Соколова Л. Наука, 1990 164 с

Овчинников Л И, Гаррис М А Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья//Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций М. Изд-во АН СССР, 1960 С 195-207

Овчинников Л И, Дунаев В А, Краснобаев А А Материалы к абсолютной геохронологии Урала//Абсолютный возраст геологических формаций. М. Наука, 1964 С 157-171

Олли А И Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Уфа Геол. унр БАССР. 1937 50 с

Олли А И Материалы к геологии Южного Урала (Ашмиская и зильмердакская свиты в бассейне р Инзер)//Уч. записки Саратовского госуниверситета. 1940 Т XV Вып 2 С 59-117.

Олли А И Древние отложения западного склона Урала Саратов Изд-во Саратовского госуниверситета, 1948 407 с.

Олли А И, Романов В А Доордовичская история тектонического развития Южного Урала//Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала Вып 7. Уфа БФАИ СССР, 1960 С 3-33.

Орлова М Т Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С.31-43.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы/Под ред. Б.М.Келлера и А.Ю.Розанова М.: Наука, 1980 146 с

Парначев В П Геохимия осадочных пород вулканогенно-осадочных комплексов стратигиических разрезов рифея (Южный Урал)//Гез. докл. Всес. совещ. "Геохимия платформ и геосинк. пород и руд фанероз. и верхнепротероз. возраста" М. ГЕОХИ, 1980 С 73-75

Парначев В П Вулканизм как индикатор тектонического режима в позднем докембрии (на примере восточной окраины Русской платформы и смежной части Южного Урала)//Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника Владивосток ДВНЦ АН СССР, 1982а. С 31-39.

Парначев В П О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия//Докембрий в фанерозойских складчатых поясах Л.: Наука, 1982б. С 96-106.

Парначев В П О некоторых принципиальных вопросах рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегаантиклинорий) //Геология и палеонтология Урала. Информационные материалы. Свердловск. УИЦ АН СССР, 1986. С 68-71.

Парначев В П Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации//Положение вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987 / С 35-46

Парначев В П Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1988. 33 с

Парначев В П О проблемах выявления и типизации континентальных палеорифтовых структур//Континентальный рифтогенез Сибири. Тез. докл. рабочего совещ. Томск. Изд-во Томского госуниверситета, 1993. С.3-4.

Парначев В П О депрессионно-рифтогенной обстановке формирования рифеид западного склона Южного Урала//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1995. С.77-78.

Парначев В П, Раевский А Н О металлогенической специализации позднедокембрийских черносланцевых толщ Южного Урала//Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск. УрО АН СССР, 1988. С.512

Парначев В П, Швецов П Н О некоторых типах слоистых текстур осадочных пород айской свиты и их генетической интерпретации//Ежегодник-1986. Свердловск. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1987. С.30-32.

Парначев В П, Швецов П Н Новые данные о строении айской свиты стратотипа рифея (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С.131-136

Парначев В П, Ротарь А Ф, Ротарь З М Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск. УрО АН СССР, 1986. 104 с

Петтиджон Дж, Поттер П, Сивер Р Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с

Петров П Ю Строение и обстановки осадконакопления безыменской свиты рифея Туруханского поднятия Сибири//Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1. № 5. С.20-32.

Подковыров В П Позднедокембрийские комплексы Южного Урала//Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тез. докл. II Всес. совещ. Фрунзе. Илим, 1989. С. 15-16

Подковыров В П Сибирский гипостратотип рифея и венда: геохимическая цикличность и изотопная хемотратиграфия разреза//Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. С.36-44

Подковыров В П, Гареев Э З Карбонатные породы стратотипа рифея Южного Урала - составы и эволюция по разрезу//Эволюция докембрийской литосферы. Тез. докл. Всес. совещ. Л.: ИГГД РАН, ВСЕГЕИ, 1991. С. 77-79.

Подковыров В П, Гареев Э З Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала//Геологическое изучение и использование недр. Научно-техн. информ. сб. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995. Вып. 1. С.25-36

Покровский Б Г, Виноградов В И Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан)//Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245-1250.

Постановление по общей стратиграфической шкале докембрия СССР//
Постановления МСК и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993
Вып. 26.69 с

Прилуцкий Р Е К проблеме эволюции состава осадочных пород Эволюция
условий осадконакопления в истории Земли по данным реконструированных
начальных значений изотопного состава углерода и кислорода карбонатов//*Геохимия*
1994. № 3. С.330-341.

Проблемы литологии Мирового океана (литология и геохимия Атлантического
океана)/П.П.Тимофеев, Л.И.Боголюбова, В.В.Еремеев и др. М.: Наука, 1982 188 с

Пучков В Н , Серавкин И Б , Салихов Д Н и др Важнейшие черты
металлогении Южного Урала под углом зрения тектоники литосферных плит//
Ежегодник-1995. Информационные материалы. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1996. С.3-13

Раабен М Е Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы
М Наука, 1975. 248 с

Раабен М Е Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала//*Советская*
геология 1985. № 5. С 88-96

Радзивицус А С Влияние фациальных условий седиментации на состав
глауконитов нижнего мела Прибалтики//*Геохимические показатели при изучении*
геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск. Наука и техника,
1980. С.20-24.

Развальяев А В Континентальный рифтогенез и его предистория. М. Педра,
1988. 189 с.

Решение Всероссийского совещания “Общие проблемы стратиграфии и
геологической истории рифея Северной Евразии”. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН,
1995. 4 с.

Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых
сооружений Новосибирск: Наука. 1973. 208 с

Романов В А Основные черты палеогеоморфологии Южного Урала в
докембрии//*Проблемы палеогеоморфологии*. М.: Паука, 1970. С.232-234.

Романов В А Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука,
1973. 133 с.

Романов В А , Ишерская М В К изучению рифейских отложений Западной
Башкирии. Уфа: ИГ УфПЦ РАН, 1994. 32 с

Романовский С И Литогеодинамика осадочных бассейнов Осадочные
бассейны России. Выпуск 1. СПб.. ВСЕГЕИ, 1996. 43 с

Ронов А Б., Мидисов А А , Хане К Количественные закономерности эволюции
состава алевропесчаных пород Русской плиты//*Геохимия*. 1995 № 3. С 323-348

Ротарь А Ф. К вопросу о составе и стратиграфическом положении
конгломератов машакской свиты на Южном Урале//*Конгломераты и их роль в*
познании геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976 С 14-20

Ротару А Ф Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия,
формационный состав, тектоническая природа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин
наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.

Рухин Л Б Проблема образования древних аллювиальных отложений//
Вопросы седиментологии. Докл. сов. геологов на VI Межд. седиментолог. конгрессе
М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.204-205.

- 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.
- Рятсел М* Фациальное распределение глауконита и его морфологических типов в раннекембрийском бассейне вергальско-раусевского времени в Северной Прибалтике//Фауны и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин, 1986. С.92-97
- Самойлов В С, Ярмолюк В В* Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика//Геотектоника 1992. № 1. С.17-28
- Семихатов М А* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа//М Наука, 1962 242 с
- Семихатов М А* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М. Наука, 1974 302 с
- Семихатов М А* Методы расчленения и корреляции рифея. современная оценка//Рифей Северной Евразии. Геология Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1997. С.5-13
- Семихатов М А, Серебряков С И* Сибирский гипостратотип рифея М.: Наука, 1983 224 с.
- Семихатов М А, Кузнецов А Б, Горохов И М и др* Колебания изотопного состава стронция в позднерифейском океане: предварительные данные//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез докл Всерос совещания Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1995. С.106-107
- Семихатов М А, Федонкин М А, Вейс А Ф и др* Палеонтологический метод в стратиграфии докембрия//Общие вопросы расчленения докембрия СССР Тез докл Всес совещ Уфа. ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990 С.35-45.
- Сенченко Г С* Складчатые структуры Южного Урала М.. Наука, 1976. 170 с.
- Сергеева Н Д* Некоторые минералогические особенности базальных свит нижнего и верхнего рифея Южного Урала//Геология докембрия Южного Урала Уфа: БФАН СССР, 1980 С.9-13
- Сергеева Н Д* Сопоставление айской и большеицзерской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала по аксессуарным минералам// Стратиграфия и литология верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья Уфа: БФАН СССР, 1982 С 20-26
- Сергеева Н Д* Сравнительная характеристика аксессуарных минералов из алевролитов и песчаников юшинской и зигазино-комаровской свит рифея Ямангауского антиклинория (Южный Урал)//Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986 С.66-71.
- Сергеева Н.Д* Аксессуарные минералы терригенных пород стратотипических разрезов рифея на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты Уфа БНЦ УрО АН СССР, 1988. С.46-53.
- Сергеева Н Д* Минералогическая корреляция верхнедокембрийских образований Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989 23 с.

- Сергеева Н Д* Аксессуары минералы и расчленение терригенных толщ рифея востока Русской плиты//Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Урала Уфа БНЦ УрО РАН, 1992. С.84-89.
- Сигов А П , Шуб В С* Докембрийские пенеплены и коры выветривания Урала/Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С.5-15
- Синицын В М* Введение в палеоклиматологию Л.: Недра, 1967. 232 с
- Смирнов Г А* Уфимский амфитеатр. Ч. 1. Стратиграфическое описание. М Изд-во АН СССР, 1956 172 с
- Сначев В И , Рыкус М В , Ковалев С Г и др* Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1996. 29 с
- Соболев И Д , Автонеев С В , Белковская Р П и др* Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (объяснительная записка) Свердловск: ПГО "Уралгеология", 1986 168 с
- Советов Ю К* Палеотечения и палеогеодинамические реконструкции рифейских бассейнов юга Сибирской платформы//Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез докл Всерос совещ Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1995. С.117-118
- Советов Ю К , Благовидов В В , Парав В В и др* Эволюция рифейской пассивной окраины Сибирского континента (Татомское нагорье)//Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез докл Всерос совещ. Екатеринбург ИГиГ УрО РАН, 1995. С.115-116
- Соколов Б А , Холодов В П* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов - новое направление геологии//Отечественная геология. 1993 № 11 С 64-75
- Сомов М М* О связи стратиформных месторождений флюорита с регрессиями палеоокеана (на примере Урала)//Палеогеографические и геодинамические условия образования вулканогенно-осадочных месторождений Тез. докл Всерос совещ. Миасс ИМин УрО РАН, 1997. С 60-62.
- Сорокин В И , Власов В В , Варфоломеева Е К и др* Влияние среды на формирование состава глауконита//Литология и полезные ископаемые 1979. № 6. С.46-49
- Сочава А В* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя Л.: Наука, 1979. 207 с.
- Сочава А В* Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских терригенных красноцветных формаций (на примере протерозоя Балтийского и Алданского щитов и мезозоя Средней и Центральной Азии). Автореф. дис ... докт геол-мин наук Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1982 31 с
- Сочава А В* Атмосфера и гидросфера Земли в докембрии//Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986 С 116-125.
- Сочава А В , Подковыров В П* Изменения состава карбонатных пород и таксонометрического разнообразия строматолитов на протяжении позднего докембрия//Литология и полезные ископаемые. 1992. № 6. С.119-123
- Сочава А В , Коренчук Л В , Пиррус Э А и др.* Геохимия верхнекембрийских отложений Русской платформы//Литология и полезные ископаемые 1992. № 2. С 71-89.

Сочава А В, Подковыров В.Н., Фелицын С Б Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород//Стратиграфия. Геол корреляция 1994 Т2 № 4 С 3-21.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН, 1993

Стратиграфия СССР. Т2 Верхний докембрий М·Недра, 1963. 716 с

Стратотипи 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.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Сульман А М, Демчук И Г Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория//Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С -16-24

Сульман А М, Демчук И Г, Петрищева В Г Новые данные о минеральном составе глинистых сланцев бакальской свиты на Южном Урале//Ежегодник-1973 Свердловск ИГиГ УНЦ АН СССР, 1974. С.26-27.

Ташыгин Г И Состав, строение и обстановки осадконакопления рифейских карбонатных отложений Ангаро-Питского междуречья Енисейского края Автореф. дис канд геол-мин наук Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1992. 18 с.

Ташыгин Г И, Хабаров Е М Отложения карбонатных обломочных потоков в верхнем рифее Енисейского края//Бассейновый литогенез и минералогия. Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1989. С 118-135.

Тейлор С Р, МакЛеннан С М Континентальная кора: ее состав и эволюция. М Мир, 1988 384 с

Тимофеев П П Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири М Наука, 1969 460 с

Тимофеев П П Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования М Наука, 1970 208 с

Тимофеев П П Литология - фундаментальный раздел геологической науки // Геонауки в СССР М Недра, 1992 С 125-135

Тимофеев П П, Холодов В П Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли//Литология (осадочные породы) Доклады на 27 МК Секция С 04 Т4 М Наука, 1984а С.99-111

Тимофеев П П, Холодов В П Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли//Изв. АН СССР Сер геол 1984б № 7. С 10-34

Тимофеев П П, Холодов В П, Хворова И В Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах//Литология и полезные ископаемые. 1983 № 5 С 3-23

Тимофеева З В Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии// Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С.112-117.

Тимофеева З В, Кузнецова Л Д, Донцова Е И Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования//Геохимия 1976. № 10. С.1462-1475.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (Приняты 3-м Уральским МСС в апреле 1977 г и утверждены ММСК СССР 30 января 1978 г.) Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 124 л

Филипов В А О закономерностях распределения фаций в древних толщах западного склона Южного Урала//Литоология и полезные ископаемые. 1972. № 5 С.123-126.

Филипов В А Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения//Докл АН СССР. 1983а. Т.271. № 4 С.935-938.

Филипов В А Паралическая сидеритоносная и фосфоритоносная формация докембрия западного склона Южного Урала//Докл. АН СССР 1983б. Т.268. № 1 С 158-162.

Формирование земной коры Урала/С Н.Иванов, В.Н.Пучков, К С Иванов и др М Наука, 1986 248 с

Фуртэ А В , Бембишова Е Ю , Алексеев А С и др История тектонического развития Московской синеклизы по данным компьютерного моделирования// Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96). Тез докл. Всерос совещания. Екагеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1996 С 155-156

Хабаров Е М Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа//Геология и геофизика 1994 № 10 С.44-54.

Хашин В Е Эволюция геологических обстановок в истории Земли//Эволюция геологических процессов в истории Земли М Наука, 1993. С 29-38.

Хашин В Е , Божко И А Историческая геотектоника. Докембрий М.. Недра, 1988 382 с

Холодов В И Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литоология и полезные ископаемые 1989. № 3 С 3-26.

Холодов В И Основы геохимии осадочного процесса Сообщение 2. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества//Литоология и полезные ископаемые. 1993 № 5 С 3-26

Холодов В И , Горский С И , Казанский М Г Редкие земли в глаукопитах// Литоология и полезные ископаемые. 1966 № 5. С.80-89.

Хатчинсон Д , Гольцшток А Ю , Зоненшайн Л И и др Особенности строения осадочной толщи оз Байкал по результатам многокапальной сейсмической съемки// Геология и геофизика 1993 № 10/11. С.25-36

Чайка В М Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала?//Советская геология. 1965 № 3 С 115-118

Чайка В М Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов // Проблемы осадочной геологии докембрия. М Недра, 1966. Вып 1 С 200-215

Чумаков И М Проблема теплой биосферы//Стратиграфия Геол корреляция 1995 Т 3, № 3. С.3-14.

Шалагинов В В Проблемы рифея Урала//Общие вопросы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез докл. Всерос совещания Екагеринбург. ИГиГ УрО РАН, 1995. С.132-133

Шатцер Е В Типы аллювиальных отложений//Вопросы геологии антропогена. М.. Изд-во АН СССР, 1961 С. 188-199

Шатский И С Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы//Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.. Изд-во АН СССР, 1960. С 5-15.

Шатский Н С Об отношении кембрия к протерозою и о Байкальской складчатости//Избр. труды М. Изд-во АН СССР, 1963. С.581-587.

Шванов В Н Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, описание минеральных видов) Л.: Недра, 1987. 269 с.

Швецов П Н Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала (основы структурно-формационного анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань: Казанский госуниверситет, 1974. 19 с.

Швецов П Н Базальные горизонты верхних серий рифея Южного Урала как отражение предшествующих эпох корообразования//Докл. АН СССР. 1979. т.249. № 1 С 168-171

Швецов П П Ритмическая слоистость в отложениях нижнего рифея западного склона Башкирского Урала//Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С.64-76.

Швецов П Н Рифейские коры выветривания и их роль в формировании базальных горизонтов осадочных серий//Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала М. Росгеолфонд. 1985. С. 51-63.

Шевелев А И Закономерности размещения и основы прогноза магнетитовых месторождений Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. М.: ЦНИГРИ, 1997. 46 с

Шляпников Д С, Демчук И Г, Окунев И П Минеральные компоненты донных отложений озер Урала. Свердловск. Изд-во Уральского университета, 1990. 102 с

Шуб В С Континентальные перерывы в докембрийской истории Урала//Вопросы геологической корреляции и мегаллогения Урала. М. Геол. фонд РСФСР, 1983. С 120-129

Шутов В Д Классификация песчаников//Литология и полезные ископаемые. 1967 № 5. С. 86-103.

Шутов В Д Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Паука, 1975. 110 с

Юдович Я Э Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Юдович Я Э, Кетрис М П Геохимия черных сланцев. М.: Наука, 1988. 271 с

Юдович Я Э, Кетрис М П Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах//Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тез. докл. III Всес. совещ. Фрунзе. Илим, 1989. С.77.

Юдович Я Э, Гареев Э З, Кетрис М П Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах//Геохимия. 1991 № 5. С.689-700.

Юдович Я Э, Макарихин В В, Медведев П. В и др Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса//Геохимия. 1990. № 7. С.972-978.

Юдович Я Э, Терешко В В., Гареев Э З Барисвый геохимический горизонт в рифейских карбонатных отложениях Приполярного Урала//Литология карбонатных пород Севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1988а. С 105-112

Юдович Я Э, Терешко В В, Гареев Э З и др Бариевый геохимический горизонт в рифейских карбонатах Приполярного и Южного Урала//Физико-химические обстановки карбонатонакопления в докембрии в связи с эволюцией состава атмосферы и гидросферы. Мурманск: КолФАН СССР, 1988. С.82-83.

Иудович Я Э, Терешко В.В., Гареев Э З и др Стронциевые геохимические горизонты в рифейских карбонатных отложениях востока Европейской платформы и севера Урала//Литология карбонатных пород севера Урала, Пайхоя и Тимана. Сыктывкар. ИГ КомиНЦ УрО РАН, 1988. С 88-104

Якобсон К Э, Казак А П О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значение для стратиграфии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3. С 91-97.

Якобсон К Э, Казак А П, Кукушкин А И О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значение для стратиграфии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3. С.91-97.

Якиши М С, Файзуллин М Ш Этапность эволюции микрофоссилий и фитолитов как палеонтологическая основа событийной стратиграфии позднего докембрия//Геология и геофизика 1997 Т.38 № 12 С 1885-1893.

Янцкий А Л и Сергеев О П Бакальские железорудные месторождения и их генезис М Изд-во АН СССР, 1962 112 с

Яншин А Л, Жарков М А Об эволюции осадочных формаций в геологической истории//Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М Наука, 1983 С 74-81

Яншин А Л, Казанский Ю П, Николаева И В Проблема эволюции осадочного процесса//Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах М. Наука, 1983 С 5-16

Ясаманов П А Древние климаты Земли. Л Гидрометеиздат, 1985 294 с

Ясаманов П А Климатический тренд докембрия//Жизнь Земли Землеведение и природные ресурсы М : Наука, 1986. С 77-81

Ясаманов П А Климаты рифея и фанерозоя Земли//Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени (Седименто- и литогенез). Докл сов геологов на XXVIII сес МГК (Вашингтон, июль 1989). М. Наука, 1989 С 26-37

Янакюрт О В Литогенез и полезные ископаемые мегосинклиналей М Педра, 1992. 224 с

Aitken J D Uppermost Proterozoic formations in central Mackenzie mountains, Northwest Territories//Geol Surv Canada. Bull 1989 № 368 26 pp

Allen P A, Allen J R Basin analysis (principles and applications) 1990, Blackw Sci Publ 450 pp.

Anders E, Grevesse N Abundances of the elements Meteoritic and solar//Geoch et Cosm Acta 1989. V 53 P 197-214

Aspler L B, Chiarenzelli J R and Bursley T L Ripple marks in quartz arenites of the Hurwitz Group, NW Territories, Canada evidence for sedimentation in a vast, Early Proterozoic, shallow, fresh-water lake//J Sed Research. 1994 V A64 № 2 P 282-298

Banks N L, Hobday D K, Reading H Y et al Stratigraphy of the Eate Precambrian "Older Sandstone Series" of the Varangerfiord area, Finnmark//Norg geol unders 1974 № 303 P 1-15

Basu A Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas//In. G.G Zuffa (Ed) Provenance of arenites: NATO ASI Series: Dordrecht, Holland, Reidel. 1985. P.1-18.

- Berner R A, Raiswell R* Burial of organic carbon and pyrite sulphur in sediments over Phanerozoic time a new theory//*Geochim.Cosmochim.Acta*, 1983 Vol 47 p.855-862
- Berzin R, Onchen O, Knapp J H, et al* Orogenic Evolution of the Ural Mountains: Results from an Integrated Seismic Experiment//*Science*. 1996 V 274. P 220-221
- Bhatia M R* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones//*J Geol* 1983 V 91 № 6. P 611-627
- Bhattacharyya A B, Morad S* Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, central India//*Sedimentary Geology* 1993. V.84. P 101-114
- Bond G C, Kominz M A* Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning//*GSA Bulletin* 1984 V 95 # 2 P 155-173
- Brown R L, Tippett C R, Lane L S* Stratigraphy, facies changes and correlations in the northern Selkirk Mountain, Southern Canadian Cordillera//*Can J Earth Sci*. 1978 V.15 P 1129-1140
- Burke C, Dewey G F* Plume generated triple junctions: Key indicators on applying plate tectonics to older rocks//*J Geol* 1973. V.81. P.159-171
- Campbell F I I A* Stratigraphy and sedimentation in the Helikian Elu Basin and Hiukitak Platform, Bathurst Inlet-Melville Sound, Northwest Territories//*Geol Surv Canada* 1979. Paper 79-8 18 pp
- Cannon W F* The Midcontinent rift in the Lake Superior region with emphasis on its geodynamic evolution//*Tectonophysics*. 1992. V 213. № 1/2 P 41-48
- Cannon W F, Hinze W J* Speculations on the origin of the North American Midcontinent rift//*Tectonophysics* 1992 V 213 № 1/2 P.49-55
- Cannon W F, Green A G, Hatchinson D R et al* The Midcontinent Rift beneath Lake Superior from GLIMPSE seismic reflection profiling//*Tectonics* 1989 V 8 P 305-332
- Carbonell R, Perez-Estaun A, Gallart J et al* Crustal root beneath the Urals Wide-Angle seismic evidence//*Science*. 1996. V. 274. P.222-224
- Chadwick R A* Permian, Mesozoic and Cenozoic structural evolution of England and Wales in relation to the principles of extension and inversion tectonics//In: A Whittaker (Ed.). Atlas of onshore sedimentary basins in England and Wales Post-carboniferous tectonics and stratigraphy 1985 Blackie London. P.9-68.
- Chadwick R A* Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England//*J Geol Soc London* 1986 V 143 P 465-488.
- Chandler F W* Geology of the Late Precambrian Fury and Hecla Groups, Northwest Ballin Island, District of Franklin//*Geol Surv Canada, Bull* 1988a 30 pp
- Cheadle B.A* Alluvial-playa sedimentation in the lower Keweenaw Sibley Group, Thunder Bay District, Ontario//*Can J. Earth Sci* 1985. V. 23. № 4 P 527-542
- Christie-Blick N, Driscoll N W* Sequence stratigraphy//*Ann Rev Earth Planet Sci* 1995 V 23 P 451-478.
- Christie-Blick N, Levy M* A new approach to time correlation in Proterozoic rocks: sequence boundaries in the Brigham Group, Utah//*GSA Abstr Prog* 1985 V 17 P 5-16

Christie-Blick N, Dyson I A, von der Borch C C Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history//Precambrian Research 1995 V 73 P 3-26

Christie-Blick N, Grotzinger J P, von der Borch C C Sequence stratigraphy in Proterozoic successions//Geology 1988 V 16. P 100-104

Cressmann E R The Prichard Formation of the lower part of the Belt Supergroup (Middle Proterozoic), near Plains, Sanders County, Montana//U.S. Geol Surv Bulletin 1985 1553 64 pp.

Delaney G D The Mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory//In Campbell F H A (Ed), Proterozoic basins of Canada Geol Surv Paper 1981 81-10 P.1-23

Devlin W J Stratigraphy and sedimentology of the Hamill Group in the northern Selkirk Mountains, British Columbia - evidence for latest Proterozoic-Early Cambrian extensional tectonism//Can J Earth Sci 1989 V 26 № 3 P 515-533

Dewey J F Plate tectonics and the evolution of the British Isles//I Geol Soc London 1982 V 139 P 371-412

Dickinson W, Beard I S, Brakenridge G R, et al Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting//GSA Bulletin 1983 V 94 P 222-235

Dickinson W, Lawton T, Innam K Sandstones detrital modes central Utah Foreland regions - stratigraphic record of Cretaceous-Paleogene tectonic evolution//I Sed Petrol 1986 V 56 № 2 P 276-293

Dickinson W, Szczer C Tectonic and sand composition//AAPG Bulletin 1979 V 63 № 12 P 2164-2182

Donnelly T H, Crick I H Depositional environment of the Middle Proterozoic Velkerri Formation in northern Australia. geochemical evidence//Precambrian Research 1988 V 42. № 1-2 P 165-172

Donnelly T H, Jackson M J Sedimentology and geochemistry of a mid-Proterozoic lacustrine unit from northern Australia//Sediment Geol., 1988 Vol 58 p 145-169

Echtler H P, Stiller M, Steinhoff F et al Preserved collisional Crustal structure of the Southern Urals revealed by Vibroseis Profiling//Science 1996 V 274 P 224-226

Eisbacher G H Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada//Geol Surv Canada Paper 1981 80-27 40 pp

Fahg W F The geology of the Athabasca Formation//Geol Surv Canada Bull 1961 № 68. 41 pp

Frisch T, Christie R I Stratigraphy of the Proterozoic Thule Group, southeastern Ellesmere island, Arctic Archipelago//Geol Surv Canada 1982 Paper 81-19 13 pp

Gabrielse H, Campbell R B Upper Proterozoic assemblages. Chapter 6//In Gabrielse H and Yorath C J (Eds.), Geology of the Cordilleran Orogen in Canada Geol Surv Canada 1991 № 4 P 125-150.

Gabrielse H, Yorath C J Tectonic synthesis, Chapter 18//In Gabrielse H. and Yorath C J (Eds.) Geology of the Cordilleran Orogen in Canada Geol. Surv Canada 1991 № 4 P 677-705

- Gorokhov I M, Melnikov N N, Ivachenko F I, et al* Two illite generations in an Upper Riphean shale: The Rb-Sr isotopic evidence//*Terra nova* 1995 V 7 P.330-331
- Green G C* Geologic and geochemical evidence for the nature and development of the middle Proterozoic (Keweenaw) Midcontinent rift of North America//*Tectonophysics* 1983 V 94 P 413-437
- Green J W, Knoll A H, Swett K* Microfossils from oolites and pisolites of the Upper Proterozoic Elconore Bay Group, Central East Greenland//*J Paleontology* 1988 V 62 № 6 P 835-852
- Grotzinger J P, Ingersoll R V* Proterozoic sedimentary basins//In: Schopf J.W. and Klein C (Eds), *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* Cambridge University Press 1992 P 47-50
- Haq B U, Hardenbol J, Vail P R* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//*Science* 1987 V 235 P 1156-1167
- Hobday D K, Reading H G* Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in Late Precambrian of Finnmark, North Norway//*J Sed. Petrol* 1972 V 42 № 2 P.318-324
- Hogdahl O T, Melsom S, Bowen V T* Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water//In: *Trace ions and inorganics in water, Advances in chemistry* 1968 Ser 73 P 308-325
- Horodyski R G* Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana//*Precambrian Research* 1983 V 20 P 391-425
- Jackson G D, Iannelli T R, Knight R D, et al* Neohelikian Bylot Supergroup of Borden Rift Basin, northwestern Baffin Island, District of Franklin//*Current Research* 1985 Part A Geol Surv Canada Paper 85-1A P 639-649
- Jackson M J, Raiswell R* Sedimentology and carbon-sulphur geochemistry of the Velkeni Formation, a mid-Proterozoic potential source in northern Australia //*Precambrian Research* 1991 V 54 № 1 P 81-108
- Johnsson M J* The system controlling the composition of clastic sediments//In M J Johnsson and A Basu (Eds), *Processes controlling the composition of clastic sediments* GSA Spec Paper 1993 № 284 P.1-19
- Knoll A H* Microfossil-based biostratigraphy of the Precambrian Hecla Hoek sequence, Nordaustlandet, Svalbard//*Geol Mag* 1982a V 119 № 3 P 269-279
- Knoll A H* Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard//*J Paleontology* 1982b № 3 P 755-790
- Knoll A H* Microbiotas of the late Precambrian Hunnberg Formation, Nordaustlandet, Svalbard//*J Paleontology* 1984 V 58 № 1 P.131-162.
- Knoll A H, Swett K* Carbonate deposition during the Late Proterozoic Era: an example from Spitsbergen//*Am J Sci* 1990 V.290-A P 104-132
- Knoll A H, Swett K, Burkhardt E* Paleoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in the Upper Proterozoic Backlundtoppen Formation, Spitsbergen//*J Paleontology* 1989 V 63 № 2 P 129-145
- Korsch R J, Lindsay J F* Relationships between deformation and basin evolution in the intracratonic Amadeus Basin, central Australia//*Tectonophysics* 1989 V.158 № 1/4 P 5-22

Kumpulainen R Upper Proterozoic stratigraphy and depositional environments of the Tossasfjället Group. Sarv napple, southern Swedish Caledonides//Geol. for und Stockholm 1980. V.102 Pt 4. P 531-550.

Levy M, Christie-Blick N Tectonic subsidence of the early Paleozoic passive continental margin in eastern California and southern Nevada//GSA Bulletin. 1991 V. 103 P 1590-1606

Lindsay J F Sequence stratigraphy and depositional controls in Late Proterozoic - Early Cambrian sediments of Amadeus Basin, Central Australia//AAPG Bulletin. 1987 V 71 № 11. P.1387-1403.

Lindsay J F, Korsch R J Interplay of tectonic and sea-level changes in basin evolution an example from the intracratonic Amadeus Basin, central Australia//Basin Research 1989 V 2 P 3-25

Lindsay J F, Kennard J M., Soutgate P N Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus Basin, central Australia//Spec. Publs Int. Ass. Sediment 1993 V. 18. P.605-631.

Lowe D R The Proterozoic sedimentary record//In: Schopf J.W. and Klein C. (Eds.), The Proterozoic biosphere a multidisciplinary study. Cambridge University Press. 1992 P 53-57

Maynard J B, Valloni R, Ho Shing Ju Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin//J Geol. Soc. Am. Spec. Publs. 1982 № 10 P 551-561

McGowen Y H, Garner L F Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars modern and ancient examples//Sedimentology 1970 V 14 P 77-111

McKenzie D Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth and Science Letters. 1978 V 40 P.25-32.

Monger J W II, Souther J G, Gabrielse H Evolution of the Canadian Cordillera: plate-tectonic model//Am. J. Sci. 1972. V.272. P.577-602.

Mustard P S Normal faulting and alluvial-fan deposition basal Windermere tectonic assemblage, Yukon, Canada//GSA Bulletin 1991 V 103. P.1346-1364.

Myers J S Precambrian tectonic evolution of part of Gondwana, south western Australia//Geology. 1990 V 18. № 6. P.537-540.

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

Nystien Y P Late Proterozoic Basin Evolution on the Balto-Scandian Craton: The Hedmark Group, Southern Norway//Norges geol. Unders 1982 V.357. P 1-74

Pell J, Simony P S New correlations of Hadrianian strata, south-central British Columbia//Can J Earth Sci. 1987. V.24. P.302-313.

Phillips G N Widespread fluid infiltration during metamorphism of the Witwatersrand goldfields generation of chloritoid and pirophyllite//Journal of metamorphic geology 1988, V 6, p 311-332.

Plumb K A Structure and tectonic style of the Precambrian shields and platforms of Northern Australia//Tectonophysics. 1979a. V.58. P.291-325.

Plumb K A The tectonic evolution of Australia//Earth Sci. Rev 1979b V.14. № 3 P 205-249

Plumb K A Basin models and modern analogues from Mid-Proterozoic Covers of North Australian Craton//28th Int. Geol. Cong. Abs. 1989. P. 2-617 - 2-618.

Podkovyrov V.N C and O isotopic systems in Karatau Group carbonates, Upper Riphean, South Urals: influences of primary mineralogy and diagenesis//Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization MAEGS 9. Abstr./Eds. V.A.Glebovitsky and A.V.Kotov. Sankt-Peterburg, IPG&G of RAS. 1995. P.87

Poullton T.P., Simony P.S Stratigraphy, sedimentology and regional correlations of the Horsethief Creek Group (Hadrinian, Late Precambrian) in the northern Perceil and Selkirk Mountains, British Columbia//Can. J. Earth Sci. 1980. V.17 P.1708-1724

Preiss W.V., Forbes B.G. Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) basins in Australia//Precambrian Research. 1981. V 15. № 3/4. P.255-304.

Proterozoic basins of Canada/F.H.A.Campbell (Ed.), Geol. Surv. Canada Paper 1981 81-10 P.1-23.

Rosendahl B.R., Kilembe E. and Kaczmarik L. Comparison of the Tanganyika, Malawi and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data//Tectonophysics 1992. V.213. P.235-256.

Ross G.M. Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada: Implication for Precambrian aeolian processes//Precambrian Research. 1983. V.20. № 2-4. P. 149-160.

Ross G.M. Tectonic setting of the Windermere Supergroup revisited//Geology. 1991. V.19 № 11. P.1125-1128.

Ross G.M., Murphy D.C. Transgressive stratigraphy, anoxia, and regional correlations within the late Precambrian Windermere grit of the southern Canadian Cordillera//Geology. 1988. V. 16. № 2. P. 139-143.

Rowlands N.J. The Adelaidean System of south Australia: a review of its sedimentation, tectonics and copper occurrences//Belt Symposium 1973. V. I. P.80-112.

Scley R.S. Diagnostic characteristics of fluvialite sediments of the Torridonian Formation (Precambrian) of Northwest Scotland//J. Sed. Petrology. 1965. V.35. P.366-380.

Semikhatov M.A., Podkovyrov V.N., Vinogradov D.P. et al. Carbon-isotopic composition of the Riphean carbonates: the type Upper Riphean succession, the South Urals//Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. MAEGS 9 Abstr./Eds. V.A.Glebovitsky and Kotov A.B. SPb.: IGPP, Ras, 1995. P.101.

Siedlecka A. Silicified Precambrian evaporite nodules from Northern Norway: a preliminary report//Sed. Geology 1976 V.16. № 3. P.161-175.

Siedlecka A. Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway//Geol. Surv. Finl. Bull. 1985. 331. P.175-185

Siedlecka A. Neoproterozoic sedimentation on the Rubachi and Sredni Peninsulas and Kildin island, NW Kola, Russia//NGU Bulletin. 1995. 427. P.52-55.

Siedlecka A., Lyubtsov V.V., Negrutsa V.Z. Correlation between Upper Proterozoic successions in the Tanafjorden-Varangerfjorden Region of Varanger Peninsula, northern Norway, and on Sredni Peninsula and Kildin Island in the northern coastal area of Kola Peninsula in Russia//Nor. Geol. Unders. 1995a. Spec. Publ. 7. P.217-232.

Siedlecka A., Negrutsa V.Z., Pickering K.T. Upper Proterozoic Turbidite System of the Rybachii Peninsula, northern Russia - a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger peninsula//Nor. geol. unders. 19956. Spec. Publ. 7. P. 201-216.

Singh I.B. Lenticular and lenticular-lake bedding in the Precambrian Telemark Suite, Southern Norway//Norsk geol. tidsskr. 1968. V.48. № 3. P.165-170.

Singh I.B. Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway and their environmental significance//Norsk geol. Tidsskr. 1969. V.49. № 1. P.1-51

Smith S. I., Hiscott R. V. Latest Precambrian to Early Cambrian basin evolution, Fortune Bay, Newfoundland, fault-bounded basin to platform//Can. J. Earth Sci. 1984. V.21. № 12. P. 1379-1392

Southgate P.A. Depositional environment and mechanism of preservation of microfossils, Upper Proterozoic Bitter Springs Formation, Australia//Geology. 1986. V.14. № 8. P.683-686.

Southgate P.A. Relationships between cyclicity and stromatolite form in the Late Proterozoic Bitter Springs Formation, Australia//Sedimentology. 1989. V.36. P.323-339.

Stewart A.D. Late Proterozoic rifting in the NW Scotland: The genesis of the "Forridoman"//J. Geol. Soc. 1982. V.139. P.413-420.

Stewart J.H. Initial deposits in the Cordilleran Geosyncline: Evidence of a Late Precambrian (~ 850 Ma) continental separation//GSA Bulletin. 1972. V.83. № 5. P.1345-1360.

Stewart J.H. Late Precambrian evolution of North America: Plate tectonics implication//Geology. 1976. V.4. № 1. P.11-15.

Stewart J.H. Rift system in the United States//In: Ramberg I.B. and Neumann E.R. (Eds.), Tectonic and Geophysics of continental rifts. 1978. Reidel Publ. Company. P.89-110.

Stewart J.H. Late Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America in northern Mexico//In: K.F.Clark, Quintana J.R. and Schmidt R.H. (Eds.), Geology and mineral resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico. Guidebook for the 1992 Field Conf. El Paso Geological Soc. Sept. 18-21. 1992. P.291-299.

Tianru S., Gao Jian. Tidal sedimentary structures from Upper Precambrian rocks of the Ming Tombs district, Beijing (Peking), China//Precambrian Research. 1985. V.29. № 1-3. P.97-107.

The Bedrock geology of Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway: an excursion guide//Anna Siedlecka and David Roberts//Norges geol. Unders. Spec. Publ. № 5. 1992. 45 p.

Tucker M.E. Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway//Sed. Geology. 1976. № 3. P.193-204

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I. Seismic stratigraphy interpretation procedure//In: A.W.Bally (Ed.), Atlas of Seismic stratigraphy. AAPG Stud. Geol. 1987. V. 27 (1). P.1-10.

Vail P.P., Mitchem R.M., Todd R.G. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level//In: C.F. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 1977. V. 26. P.49-212

- Valloni R., Maynard J B* Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation//*Sedimentology*. 1981. V.28. № 1. P.75-83.
- Van Schmus W R* Tectonic setting of the Midcontinent Rift system//In: *Ziegler P A* (Ed) *Geodynamics of Rifling*. Vol. II. *Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa/Tectonophysics*. 1992. V.213. P.1-15.
- Van Wagoner J C, Mitchum R M., Campion K M. et al* Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies//*AAPG Meth. Expl. Ser* 1990. 7. 55 pp.
- Van Wagoner J C, Posamentier H W, Mitchum R M, Jr et al* An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions//In: *C K. Wilgus et al* (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1988. V.42. P.39-45
- Visser J N J, Young G M* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa//*Paleogeogr. Paleoclimat. Paleocool*. 1990. V. 81. P.49-57
- Walker R G* Facies modelling and sequence stratigraphy//*J. Sed. Petrology* 1990. V. 60. № 5. P.777-786
- Williams G E* Paleogeography of the Torridonian Applecross Group//*Nature*. 1966. V.209. № 5030. P.1303-1306.
- Williams G A* Torridonian weathering and its bearing on Torridonian paleoclimate source//*Scot. J. Geol.* 1968. V. 4. Pt. 2. P.164-184
- Williams G A* Characteristics and origin of the Precambrian pediment//*J. Geology*. 1969. V.77. № 2. P.183-207
- Winston D* The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and channel deposits//*Belt symposium*. Idaho Bur. Mines and Geology. Moscow 1973. V.1. P.208-220
- Winston D* Sedimentology of the Ravalli Group, Middle Belt carbonate, and Missoula Group, Middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana, Idaho and Washington//In *Roberts H* (Ed) *Belt Supergroup, a guide to Proterozoic rocks of Western Montana and adjacent areas*. Montana Bur. Mines and Geol. Spec. Publ. 1986. № 94. P.69-84.
- Winston D., Woods M., Byer G B* The case for an intracratonic middle Proterozoic Belt-Purcell basin: tectonic, stratigraphic and stable-isotopic considerations//In *J. D. McBane and P. B. Larrison* (Eds.), *Northwest Montana and adjacent Canada*. Montana Geol. Soc. 1988. Field Confer. and Symp. P.103-118
- Woelk T. S., Hinz W. J.* Model of the Midcontinent rift system in northeastern Kansas//*Geology* 1991. V.19. № 3. P.277-280.
- 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.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ: общие представления	5
Глава 2. РЕТРОСПЕКТИВА ВЗГЛЯДОВ РАЗНЫХ АВТОРОВ НА ГЕНЕЗИС ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ СТРАТОТИПИ- ЧЕСКОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ	19
2.1. Особенности строения типового разреза рифея	19
2.2. Основные этапы изучения стратотипа рифея	27
2.3. Исследования общегеологической направленности и фациально-палеогеографические реконструкции	30
2.4. К вопросу о “рифтогенных бассейнах седиментации”, существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория	59
2.4.1. Сопоставление “грабеновых формаций” рифея Башкирского мегантиклинория с осадочным выполне- нием кайнозойских внутриконтинентальных рифтовых бассейнов	60
2.4.2. Сопоставление “грабеновых формаций” рифея Башкирского мегантиклинория с позднедокембрийскими “рифтогенными последовательностями” различных регионов мира	63
2.5. Детальный литолого-фациальный анализ	69
2.6. Осадочные (литофациальные) комплексы в разрезах типа рифея (прообраз формационных исследований на генетической основе)	72
2.7. Основные черты латерального распределения осадочных комплексов в разрезах рифея западного склона Южного Урала и эволюция бассейнов седиментации	87
2.7.1 Ранний рифей	88
2.7.2 Средний рифей	96
2.7.3 Поздний рифей	105

Глава 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ДАННЫМ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ	116
3.1. Петрографический состав песчаников стратотипического разреза рифея и его генетическая интерпретация	116
3.2. “Геодинамические” типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея	124
3.3. Петрохимия песчаников типа рифея	127
3.4. Общие особенности петрохимии терригенных и карбонатных образований типа рифея	131
3.4.1. Вариации зрелости поступавшей в область седиментации тонкой силикокластической взвеси (по данным изучения петрохимии глинистых сланцев) ...	147
3.4.2. Вариации климатических обстановок накопления терригенных осадочных последовательностей (по данным изучения петрохимии глинистых сланцев) ...	151
3.5. Использование особенностей химического состава глауконита для реконструкции некоторых параметров среды палеобассейнов, существовавших в рифее на территории современного Башкирского мегантиклинория	155
3.6. “С/S метод” реконструкции палеосолености водоемов ...	162
3.7. Геохимия стабильных изотопов карбонатных пород эталона рифея	163
Глава 4. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПСАММИТОВ, МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИН И К ¹³ ИСТАЛЛОХИМИЯ КАРБОНАТОВ: некоторые генетические следствия	168
4.1. Данные по составу акцессориев в псаммитах эталонного разреза рифея	168
4.2. Исследования фазово-минералогического состава тонкозернистых силикокластических пород	175
4.3. Исследования спектроскопических свойств карбонатов типового разреза рифея с целью реконструкции особенностей их формирования	183
ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ	186
ЛИТЕРАТУРА	193

А.В.Маслов Э.З.Гареев М.Т.Крупенин

**ОСАДОЧНЫЕ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РИФЕЯ
ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ**

(ретроспективный обзор седиментологических,
палеогеографических, литолого-минералогических
и петрогеохимических исследований)



*Отпечатано с готовых диапозитивов в
ГП «ПРИНТ» Пр. Октября, 71
Лицензия Б 848047
Заказ № 81 Тираж 200 экз. 1998 год*