

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

Н.И. Кагарманова

**ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ
БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ**

Екатеринбург
1998

УДК 551.72:552.5(470.5)

Кагарманова Н.И. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998.

ISBN 5-7691-0844-4

Рассмотрены основные минералого-петрографические типы глинистых пород Башкирского мегантиклинория; дана системная характеристика минералов их слагающих, как с точки зрения минералогии глин, так и с позиций стадийного анализа. Глинистое вещество характеризуется количественными показателями химического состава, структурных особенностей и степени вторичных изменений. Особое внимание концентрируется на кристаллохимических возможностях порообразующих минералов - диоктаэдрических слюдах, как индикаторах предметаморфического преобразования пород.

Прослежена минеральная эволюция глинистых пород и установлен единый ряд стадийных преобразований глинистых отложений в стратотипическом разрезе рифея.

Ил. 54, табл. 17. Библиогр. 93 назв.

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук **Л.В.Анфимов**

Рецензент доктор геолого-минералогических наук **Г.А.Мизенс**

ISBN 5-7691-0844-4

К 71(98) БО
8П6(03)1998

© Н.И.Кагарманова, 1998

© ИГиГ УрО РАН, 1998

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы стадийности пороодообразования в настоящее время занимают одно из основных мест в изучении осадочных комплексов. Преобразования осадочных пород вплоть до смыкания их с мусковит-хлоритовой фацией зеленосланцевого метаморфизма изучены во многих регионах мира. Огромный объем работ и определенные достижения в изучении литогенеза показали геологический масштаб этого явления и поставили его на одну ступень с региональным метаморфизмом. Кроме того, целый комплекс задач, связанных с прогнозированием полезных ископаемых, разрешается непосредственным изучением вещественного состава и уровней постдиагенетической переработки вмещающих пород.

Разрез Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала, получивший право называться эталонным разрезом рифея Северной Евразии до настоящего времени с точки зрения литогенетической изученности остается охарактеризованным далеко не полно. Вопросами изменения пород региона в относительно низкотемпературных условиях занимались Д.Г.Ожиганов (1951) и В.И.Ленных (1968), наметившие по геолого-петрографическим особенностям в толщах докембрия западного склона Южного Урала три зоны метаморфизма. Ш.Н.Кац и Л.А.Генина (1971, 1974), рассматривали проблемы регионального метаморфизма и дометаморфических изменений осадочных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии. Отдельные аспекты эпигенетических изменений рифейских отложений исследовались Г.В.Карповой и З.В.Тимофеевой [1975]. Несколько позднее Л.В.Анфимовым [1989, 1997] изучался широкий спектр проблем литогенеза в осадочных комплексах Башкирского мегантиклинория и связанных с ними вопросов происхождения эпигенетических месторождений.

Необходимость оценки интенсивности и характера постдиагенетических изменений пород поставили перед автором задачу более детального изучения природных

аутигенных минеральных ассоциаций, характеризующих этапность преобразований осадочных отложений. В настоящее время общепризнанно, что на предметоморфических стадиях развития осадочных пород существуют свои индекс-минералы, позволяющие реконструировать направленность превращений от диагенеза до глубокого метаморфизма (А.Г.Коссовская, В.А.Дриц, 1971). Иначе говоря, основными объектами стадийного анализа становятся компоненты осадочных пород, наиболее ярко подчеркивающие общие черты изменения вещества на различных стадиях преобразования.

В отложениях рифея Южного Урала ключевыми минералами природных парагенетических ассоциаций рифейских отложений являются тонкодисперсные силикаты (Л.В.Анфимов и др., 1986), которые обычно характеризуются общим термином "*глинистые минералы*". Изучение их позволяет характеризовать физико-химические условия образования и существования природных минеральных парагенезов, а их типоморфные и структурные особенности служат индикаторными характеристиками различных стадий постдиагенетического преобразования осадочных пород. Из тонкодисперсных силикатов это, прежде всего касается монтмориллонита, гидрослюд и хлоритов с их политипными модификациями. Присутствие этих минералов служит основой выделения минеральных фаций измененных осадочных пород. Для характеристики стадий породообразования в конкретных геологических условиях могут быть использованы также пределы устойчивости унаследованного глинистого вещества и определенная направленность его изменения.

Глинистые образования являются важным компонентом рифейского разреза Башкирского мегантиклинория; они слагают существенную часть изучаемых комплексов отложений. Кроме того, глинистое вещество присутствует в песчаных и карбонатных породах. Для характеристики отдельных этапов литогенеза исследовались тонкодисперсные слоистые силикаты из осадочных и метаморфизованных отложений рифея северной части

и западного крыла Башкирского мегантиклинория. Было изучено около 300 проб с применением рентгеноструктурного, химического, спектрального, термического и других видов исследований. Анализ вещества глинистых пород с большей степенью детальности, представленной в этой работе, кажется крайне любопытным, однако осуществим лишь для тех исследователей, которым под силу выполнение больших объемов аналитических работ и, главное, применение прецизионных методов изучения фазового минерального состава пород.

В исследованиях глинистых пород вместе с автором в разные годы принимали участие С.Е.Калашников, Г.В.Пальгуева, В.Г.Петрищева, Б.А.Калеганов и И.Г.Демчук. Всем им автор выражает свою признательность.

Автор благодарен Л.В.Анфимову, М.В.Ишерской и В.Л.Косорукову за оказанные консультации и участие в обсуждениях по интерпретации результатов анализов, а также Н.В.Гладышевой и С.В.Колотову за содействие в подготовке рукописи к печати.

Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геологическое строение Башкирского мегантиклинория

Уральский докембрий представляет особый интерес для геологов, являясь стратотипической местностью отложений рифейской эратемы. Докембрийские образования, имеющие широкое развитие на Южном Урале, протягиваются широкой полосой вдоль его западного склона и в структурном отношении соответствуют Центрально-Уральскому поднятию, которое включает Башкирский и Уралтауский мегантиклинории и Зилаирский мегасинклиорий.

По характеру геологического строения в пределах указанного поднятия выделяются две структурно-формационные зоны: Западно- и Центрально-Уральская.

Западно-Уральская структурно-формационная зона представлена рифейскими образованиями Башкирского мегантиклинория. Характер разрезов, перерывов, сте-

пень дислоцированности, различия в проявлении магматизма и метаморфизма отложений рифея западного и восточного крыльев предопределили разделение территории Башкирского мегантиклинория на две подзоны: западную и восточную [Унифицированные..., 1980]. В западную подзону входят Тараташский, Ямантауский, Юрматауский и Алатауский антиклинории, Инзерский синклинорий, Каратауский структурный комплекс, что соответствует западному крылу и осевой части Башкирского мегантиклинория. Восточная подзона включает Ирмельский, Маярдакский, Таганайский антиклинории и Верхнебельский синклинорий. Указанные структуры относятся к восточному крылу Башкирского мегантиклинория.

Отложения верхнего докембрия западного крыла и осевой части Башкирского мегантиклинория, характеризующиеся стратиграфической полнотой, ясностью взаимоотношений с подстилающими и перекрывающимися образованиями, вполне обоснованными радиологическими данными и надежными палеонтологическими характеристиками, являются эталонными разрезами рифея Северной Евразии. Над проблемами стратиграфии сводного разреза уральского рифея в различное время работали А.И.Иванов [1937], М.И.Гарань [1963, 1969], О.П.Горяинова и Э.А.Фалькова [1940], А.И.Олли [1948 и др.], Н.С.Шатский [1945], Ю.Р.Беккер и др. [1979], Б.М.Келлер [1973, 1983 и др.], В.И.Козлов [1982, 1986 и др.], О.П.Сергеев [1963], В.А.Романов [1973], М.Е.Раабен и Вл.А.Комар [1983] и др.

В соответствии с историко-геологическими, биостратиграфическими, радиологическими данными в составе рифея выделено три хроностратиграфических подразделения: бурзянская серия (нижний рифей), юрматинская серия (средний рифей), каратауская серия (верхний рифей). Каждое из выделенных подразделений характеризуется конкретными комплексами пород и специфическими комплексами строматолитов и микрофитолитов.

Геологическое описание, приводимое ниже, характеризует западную подзону Башкирского мегантиклинория

рия, в том числе его северное окончание и западное крыло (рис. 1) - объекты исследования автора, т.к. эти районы слагаются неметаморфизованными разностями пород.

Стратиграфия и литология

Отложения нижнего рифея - бурзьянская серия - слагают крылья Тараташского и ядро Ямантауского антиклинориев. Эти разрезы бурзьянской серии признаны стратотипическими. В составе серии здесь выделяются (снизу вверх): айская, саткинская и бакальская свиты.

Айская свита (R_{1ai}) представлена осадочными, туфогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, налегающими с большим размывом и угловым несогласием на гнейсы тараташского комплекса и согласно перекрывающимися доломитами саткинской свиты. По литологическому составу и стратиграфическому положению М.И.Гарань [1969] в айской свите выделил подсвиты (снизу): навышскую, липовскую, чудинскую, кисеганскую и сунгурскую.

Навышская подсвита (R_{1ai1}) расчленяется на две толщи. Нижняя сложена, главным образом, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами и имеют мощность от 100-150 м до 250-350 м. Верхняя толща представлена покровами трахибазальтов, перемежающимися с пестроцветными и красноцветными конгломератами, гравелитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами. По данным В.И.Ленных и В.И.Петрова [1978], в составе вулканогенных пород навышской подсвиты айской свиты преобладают эффузивы - лавы, лавовые брекчии, флюидалные лавы; эффузивно-осадочные породы представлены туффитами, жильные и субвулканические породы - щелочными диабазами и редкими телами дацитовых порфириров. Мощность верхней толщи варьирует от 200 до 450 м, а общая мощность навышской подсвиты - от 300 до 700-800 м.

Липовская подсвита (R_{1ai2}), залегающая с небольшим размывом на навышской, представлена кварц-по-

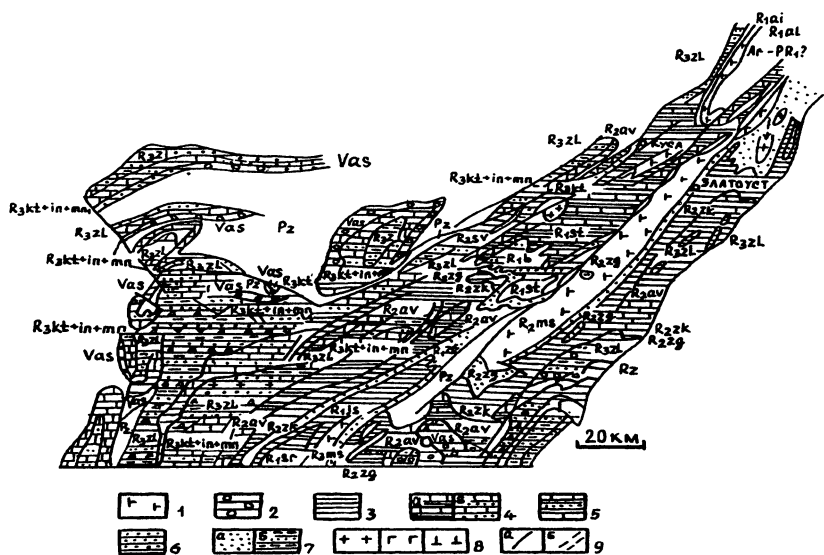


Рис. 1. Геологическая карта верхнедокембрийских отложений северной части Башкирского антиклинория, по данным [Козлов, 1986] с дополнениями по И.Д.Соболеву (для Тараташского антиклинория).

Отложения: *AR* - архейские; *PR*₁ - нижнепротерозойские; *R* - рифейские: *R*₁ - ниже-, *R*₂ - средне-, *R*₃ - верхнерифейские; *V* - вендские; *PZ* - палеозойские. 1 - вулканогенно-осадочные айской (*R*_{1ai}) и машакской (*R*_{2ms}) свит; 2 - терригенные венда (*V*_{2ash}); 3 - алевро-аргиллитовые с пачками черных низкоуглеродистых глинистых сланцев верхней подсыты айской свиты (*R*_{1ai}) и юшинской (*R*_{1js}) и зигазино-комаровской (*R*_{2zk}) свит; 4 - терригенно-доломитовые саткинской (*R*_{1st}) и авзянской (*R*_{2av}) свит (*a*); катавской (*R*_{3kt}), инзерской (*R*_{3in}), миньярской и укской (*R*_{3mn}) свит (*b*); 5 - терригенно-карбонатные с прослоями и пачками низкоуглеродистых глинистых сланцев большеинзерской (*R*_{1bin}) и суранской (*R*_{1sr}) свит; 6 - черных углеродисто-глинистых сланцев, известняков, доломитов и сидеритов бакальской свиты (*R*_{1b}); 7 - кварцевых песчаников зигальгинской свиты (*R*_{2zg}) (*a*); полевошпато-кварцевых и аркозовых песчаников зильмердакской (*R*_{3zl}) свиты (*b*); 8 - интрузивные породы: граниты, габбро, ультрамафиты; 9 - геологические границы разновозрастных образований (*a*), разрывные нарушения (*b*)

левошпатовыми и аркозовыми песчаниками, прослоями гравелитов и конгломератов. Среди песчаников встречаются прослой алевролитов, низкоуглеродистых серицитовых сланцев и реже доломитов. Породы липовской подсвиты слагают обнажения на горах Липовых и Ерохиных, а также известны на горах Малый и Большой Миасс. Мощность подсвиты 300-400 м.

Чудинская подсвита (R_{1ai3}), состоит, преимущественно, из кварцито-песчаников, полимиктовых и полевошпато-кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. Подчиненное значение имеют известняковые песчаники, кварцево-серицитовые сланцы с прослоями доломитов и известняков. В окрестностях г.Кусы отложения чудинской подсвиты слагают горы Чудинку, Шатриху, Ерохины и Барсучью. Мощность подсвиты составляет около 500 м.

Кисеганская подсвита (R_{1ai4}) объединяет кварцево-серицито- и низкоуглеродистые серицитовые филлитовидные сланцы и филлиты серой и темно-серой окраски, переслаивающиеся с полимиктовыми и кварцевыми алевролитами и реже песчаниками того же состава. Мощность подсвиты до 500 м.

Сунгурская подсвита (R_{1ai5}) состоит из низкоуглеродистых серицитовых и кварц-серицитовых филлитовидных сланцев и филлитов преобладающего черного цвета. Мощность ее составляет около 200-300 м.

Общая мощность айской свиты колеблется от 1700 до 2200 м.

Саткинская свита (R_{1st}) залегает согласно на айской и сложена, главным образом, доломитами и известняками с прослоями и пачками мергельных и филлитовидных низкоуглеродистых серицитовых сланцев. По литологическому составу саткинская свита М.И.Гаранем [1969] расчленяется на подсвиты (снизу): нижне- и верхнекусинскую, половинкинскую, нижне- и верхнесаткинскую.

Нижнекусинская подсвита (R_{1st1}) сложена нормальными, кремнистыми, песчанстыми и глинистыми доломитами. В верхних ее горизонтах присутствуют хе-

могенные и песчанистые доломиты, часто содержащие прослойки и линзы кремней. Мощность подсвиты составляет от 500-600 до 800 м.

Верхнекусинская подсвита (R_{1st2}) состоит из доломитов, участками кремнистых и песчанистых, с прослоями серицито-хлорито-кварцевых, серицито-кварцевых и глинисто-карбонатных сланцев. Мощность ее оценивается в 400-800 м.

Половинкинская подсвита (R_{1st3}) представлена почти исключительно серицитовыми и кварц-серицитовыми филлитовидными сланцами с маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность подсвиты не превышает 200-300 м.

Нижнесаткинская подсвита (R_{1st4}) сложена в основном доломитами, часто песчанистыми, с маломощными прослоями низкоуглеродистых серицитовых филлитовидных сланцев. Мощностью ее составляет порядка 400 м. В пределах Саткинского рудного поля нижнесаткинская подсвита расчленяется на два горизонта. Нижний (мощность до 200 м) представлен доломитами, мергельными и глинистыми сланцами с прослоями глинистых и песчанистых доломитов с гнездами и прожилками барита. Верхний горизонт сложен глинистыми доломитами, мергельными и глинистыми сланцами с прослоями хемогенных и песчанистых доломитов.

Верхнесаткинская подсвита (R_{1st5}) состоит почти нацело из доломитов с маломощными прослоями известняков и глинисто-карбонатных сланцев. Мощность ее достигает 1000-1200 м.

Суммарная мощность отложений саткинской свиты составляет от 2600 до 3500 м.

Бакальская свита (R_{1bk}) завершает разрез нижнего рифея и представлена, большей частью, филлитовидными сланцами серицито-кварцевого состава, алевролитами, известняками и доломитами. На подстилающей саткинской свите бакальская свита залегает согласно; перекрывается с размывом и угловым несогласием отложениями зигальгинской свиты. В разрезах Бакальского района свита делится на две подсвиты: нижнюю и

верхнюю, связанные постепенным переходом. Суммарная мощность бакальской свиты составляет 1200-1400 м.

Нижняя (макаровская) подсвета (R_{1bk_1}) сложена преимущественно филлитовидными низкоуглеродистыми сланцами с подчиненными им прослоями алевролитов, известняков и песчаников. Мощность подсветы составляет 450-650 м.

Верхняя подсвета (R_{1bk_2}) расчленяется А.Л.Яницким и О.П.Сергеевым (1962) на следующие пачки (снизу вверх): березовскую - известняки и доломиты, мощность 40-250 м; иркусканскую - сланцы пелитовые, песчаные, филлитовидные, мощность 120-350 м; шуйдинскую - доломиты хемогенные и фитогенные, мощность до 150-200 м; надшуйдинскую - сланцы филлитовидные, известняки, доломиты, мощность 20-30 м; гаевскую - известняки и доломиты со строматолитами, мощность 40-60 м; надгаевскую - филлитовидные сланцы, мощность 70 м; шиханскую - известняки и доломиты, мощность 100 м; надшиханскую - филлитовидные сланцы с прослоями известняков, мощность 60 м; верхнебакальскую - филлитовидные сланцы, строматолитовые известняки, доломиты, мощность 60 м и буландихинскую - сланцы филлитовидные, песчаники, строматолитовые известняки, мощность 60 м.

Отложения среднего рифея (*юрматинская серия*) пользуются широким распространением на Южном Урале. Нижняя граница юрматинской серии проводится по подошве машакской свиты, трансгрессивно и несогласно перекрывающей образования нижнего рифея, а верхняя определяется подошвой зильмердакской свиты каратауской серии верхнего рифея.

Юрматинская серия состоит из четырех свит (снизу вверх): машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской¹.

¹ Машакская свита, представленная терригенными породами и основными и кислыми вулканитами, в разрезах западного крыла Башкирского мегантиклинория отсутствует и поэтому исключена из рассмотрения.

Зигальгинская свита (R_{2zg}) сложена кварцитовидными песчаниками, кварцитами с прослоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев, часто низкоуглеродистых; в Бакальском районе и на хр.Бакал в разрезах свиты отмечаются прослой конгломератов. В Тараташском антиклинории зигальгинская свита залегает с размывом и угловым несогласием на бакальской свите. Мощность свиты варьирует, по разным оценкам, от 150-300 до 600-800 м. На значительной части территории Башкирского мегантиклинория зигальгинская свита имеет трехчленное строение, подразделяясь на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита (R_{2zg_1}) сложена в основном кварцитовидными песчаниками с прослоями серицито-глинистых и кварц-серицитовых филлитовидных сланцев; местами в основании залегают конгломераты. Средняя подсвита (R_{2zg_2}) объединяет филлитовидные сланцы с прослоями алевролитов и кварцитовидных песчаников, а верхняя (R_{2zg_3}) представлена преимущественно кварцитовидными песчаниками с подчиненными им маломощными прослоями филлитовидных сланцев.

Зигазино-комаровская свита (R_{2zk}) является преимущественно сланцевой. Сланцы - глинистые, углеродистые, углеродисто-глинистые серицито-хлорито-кварцевые, имеются алевролиты, песчаники; отмечаются прослой доломитов и известняков. Отложения свиты распространены в пределах Башкирского мегантиклинория достаточно широко, но обнаженность их неудовлетворительная. Контакт с подстилающей зигальгинской свитой согласный и характеризуется постепенным переходом. По литологическому составу свита расчленяется на три подсвиты (снизу): серегинскую, амбарскую и туканскую. Общая мощность зигазино-комаровской свиты составляет 800-1000 м.

Серегинская подсвита (R_{2zk_1}) сложена глинистыми и низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами и песчаниками с прослоями и пачками доломитов, большей частью глинистых и алевритистых. Для пород характерна

темная окраска и тонкая (от 1-2 мм до 1-2 см), часто ритмическая, слоистость. Мощность подсвиты 350-500 м.

Амбарская подсвита (R_{2zk_2}) представлена чередующимися глинистыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами, среди которых отмечаются прослои песчаников и доломитов; мощность ее 200-300 м.

Туканская подсвита (R_{2zk_3}) состоит из полевошпато-кварцевых и кварцевых алевролитов мелкозернистых песчаников того же состава, глинистых и низкоуглеродистых глинистых сланцев, в основании и в верхней части подсвиты присутствуют прослои карбонатных пород. Мощность подсвиты достигает 250-400 м.

Авзянская свита (R_{2av}) представлена преимущественно доломитами и известняками в переслаивании с пачками глинистых сланцев и их низкоуглеродистых разновидностей, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Отложения свиты залегают с постепенным переходом согласно на породах зигазино-комаровской свиты и широко развиты в Катав-Ивановском, Бакальском и Саткинском районах Башкирского мегантиклинория. По литологическому составу авзянская свита расчленяется на шесть подсвит: катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую, реветскую и тюльменскую.

Катаскинская подсвита (R_{2av_1}) сложена темно-серыми и серыми доломитами и известняками с подчиненными прослоями глинистых и кварц-серицито-хлоритовых сланцев, часто низкоуглеродистых и алевролитов; мощность ее 15-300 м.

Малоинзерская подсвита (R_{2av_2}) представлена темно-серыми и серыми алевритистыми низкоуглеродистыми глинистыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, кварцевыми алевролитами с прослоями и пачками известняков и доломитов. Мощность подсвиты составляет 150-200 м.

Ушаковская подсвита (R_{2av_3}) почти целиком сложена известняками и доломитами, в том числе строматолитовыми, с незначительными по мощности прослоями глинистых сланцев. Мощность ее не превышает 80-100 м.

Куткурская подсвита (R_{2av4}) представлена глинистыми и серицито-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами и редкими прослоями песчаников того же состава, доломитов и известняков. Мощность подсвиты варьирует от 200-300 до 350-450 м.

Реветская подсвита (R_{2av5}) сложена почти исключительно доломитами и доломитовыми известняками, часто содержащими строматолиты, прослой и линзы кремней; мощность ее колеблется от 250 до 400-600 м.

Тюльменская подсвита (R_{2av6}) объединяет пестроцветные глинистые и алеврито-глинистые породы, алевролиты, доломиты и известняки. Мощность ее варьирует от 0 до 150-250 м.

Авзянская свита завершает разрез среднего рифея Башкирского мегантиклинория. Общая ее мощность составляет 1100-1650 м.

Отложения верхнего рифея (*каратауская серия*) пользуются наибольшим распространением на западном крыле Башкирского мегантиклинория. Каратауская серия объединяет пять свит (снизу вверх): зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую. Верхний рифей отделен от среднего перерывом, значение и длительность которого расценивается по-разному, верхняя граница серии совпадает с подошвой бакеевской свиты нижнего (?) венда.

Зильмердакская свита (R_{3zl}) по облику и литологическому составу является своеобразным маркером в разрезе серии. Она сложена разномощными полевошпато-кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и сланцами различного состава; отмечаются также маломощные прослой и линзы гравелитов, конгломератов и карбонатных пород. С перекрывающей катавской свитой зильмердакская свита имеет постепенный переход. Во всех разрезах Башкирского мегантиклинория зильмердакская свита расчленяется на четыре подсвиты (снизу): бирьянскую, нугушскую, лемезинскую, бедерышинскую, связанные постепенными переходами. Общая мощность свиты колеблется от 1400 до 3000 м.

Бирьянская подсвета (R_{3zl_1}) является наиболее типичной для зильмердакской свиты. В ее составе преобладают полевошпато-кварцевые, аркозовые и кварцевые разномзернистые песчаники, местами содержащие прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также ярко-красных глинистых сланцев и карбонатных пород. Мощность подсветы варьирует от 500-900 в восточных районах Башкирского мегантиклинория до 1400-2000 м на его северо-западных флангах.

Нугушская подсвета (R_{3zl_2}) сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами. Мощность ее не превышает 200-350 м.

Лемезинская подсвета (R_{3zl_3}) состоит преимущественно из кварцевых песчаников с подчиненными им прослоями алевролитов и, редко, глинистых сланцев. Мощность подсветы варьирует от 150 до 250 м.

Бедерышинская подсвета (R_{3zl_4}) представлена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами и редко доломитами; мощность ее составляет 250-400 м.

Катавская свита (R_{3kt}) сложена пестроцветными известняками, их глинистыми разностями и мергелями с подчиненными прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Характерной особенностью свиты является пестрая окраска и тонкая ленточная слоистость известняков, а также значительная примесь тонкозернистого кластического материала. Общая мощность катавской свиты 400-600 м. Исходя из особенностей состава катавская свита подразделяется на две подсветы.

Нижняя подсвета (R_{3kt_1}) состоит из двух толщ: нижней (0-30 - 80-100 м), в составе которой преобладают строматолитовые известняки, и верхней (100-200 м), объединяющей пестроцветные известняки и мергели, известные под названием «*катавские мергели или катавские ленточные известняки*».

Верхняя подсвета (R_{3kt_2}) сложена зеленовато-серыми известняками, часто розоватыми и голубовато-серыми, обладающими специфическим «*струйчатый*» рисунком. Мощность этой толщи варьирует от 50 до 150 м.

Инзерская свита (R_{3in}) сложена в центральной и северо-восточной части Башкирского мегантиклинория мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими аутигенный глауконит, и глинистыми сланцами¹. На западе рассматриваемой территории между известняками катавской свиты и толщей терригенных отложений «*собственно инзерского облика*» обособляется 250-350-метровая толща серых тонко-, горизонтальнослоистых, массивных и/или строматолитовых известняков, известная под названием подинзерских слоев или симской свиты. Данная толща рассматривается в настоящее время как нижнее подразделение инзерской свиты. Общая мощность инзерской свиты достигает в наиболее полных разрезах 900-1100 м; в пределах изученной нами части мегантиклинория она несколько меньше.

Миньярская свита (R_{3mn}) сложена преимущественно доломитами, реже известняками. В средней и верхней ее части среди карбонатных пород отмечаются прослои и линзы кремней. В большинстве разрезов свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю - миньскую (R_{3mn1}), сложенную плитчатыми доломитами и известняками общей мощностью около 100 м и верхнюю или бьянскую (R_{3mn2}), представленную массивными и плитчатыми доломитами с прослоями и линзами кремней. Общая мощность миньярской свиты составляет от 400 до 800 м.

Завершают разрез каратауской серии отложения *укской свиты* (R_{3uk}). По литологическому составу она делится на две подсвиты: нижнюю, терригенно-карбонатную и верхнюю - карбонатную. В составе нижней подсвиты преимущественная роль принадлежит глинистым сланцам, алевролитами и глауконито-кварцевым песчаникам, среди которых в ряде разрезов присутствуют прослои и пачки карбонатных пород. Верхняя подсвита объединяет преимущественно хемогенные известняки, строматолитовые и микрофитолитовые их разно-

¹ В ряде разрезов в составе этой терригенной толщи присутствует пачка карбонатных пород со строматолитами.

сти. Мощность укской свиты колеблется от 210 до 450 м и определяется глубиной предвендского размыва.

Тектоника

Башкирский мегантиклинорий будучи составной частью Центрально-Уральского поднятия, является крупной структурой второго порядка (Тектоника Урала..., 1977). Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория представлена на рисунке 2. На западе он ограничен Предуральским краевым прогибом. В северо-западной и северной его части расположен Каратауский структурный комплекс. Юго-восточная часть поднятия Кара-Тау, находящаяся на продолжении краевого прогиба, состоит из ряда брахиантиклинальных поднятий. Складки эти построены однотипно и имеют широкие плоские своды, относительно пологие юго-восточные и очень крутые северо-западные и западные крылья. Крылья складок часто осложнены крупными разломами. Иногда брахиантиклинали располагаются линейно, образуя обширные дуги, обращенные своей выпуклостью к северо-западу. Внешнюю из этих дуг образует система куполов Яшкурт, Веселого, Миньярского, а внутреннюю - антиклиналь Березовых гор.

К северо-востоку от Каратауского структурного комплекса выделяется крупная Сулеймановская антиклиналь. На северо-западе Каратауский комплекс ограничен крупным разломом. Столь же значительным является и разлом на юго-западе. На юге описываемый район характеризуется складчато-блоковым строением. Основными складчатыми структурами здесь являются Чернореченская, Бердяушская и Уванская антиклинали, а также Саткинская и Бакальская синклинали, которые, в свою очередь, расчленяются на ряд мелких пликативных форм. Восточная граница часто определяется наложением регионального Зилаирско-Зюраткульского надвига, отделяющего Башкирский мегантиклинорий от Уралтауского.

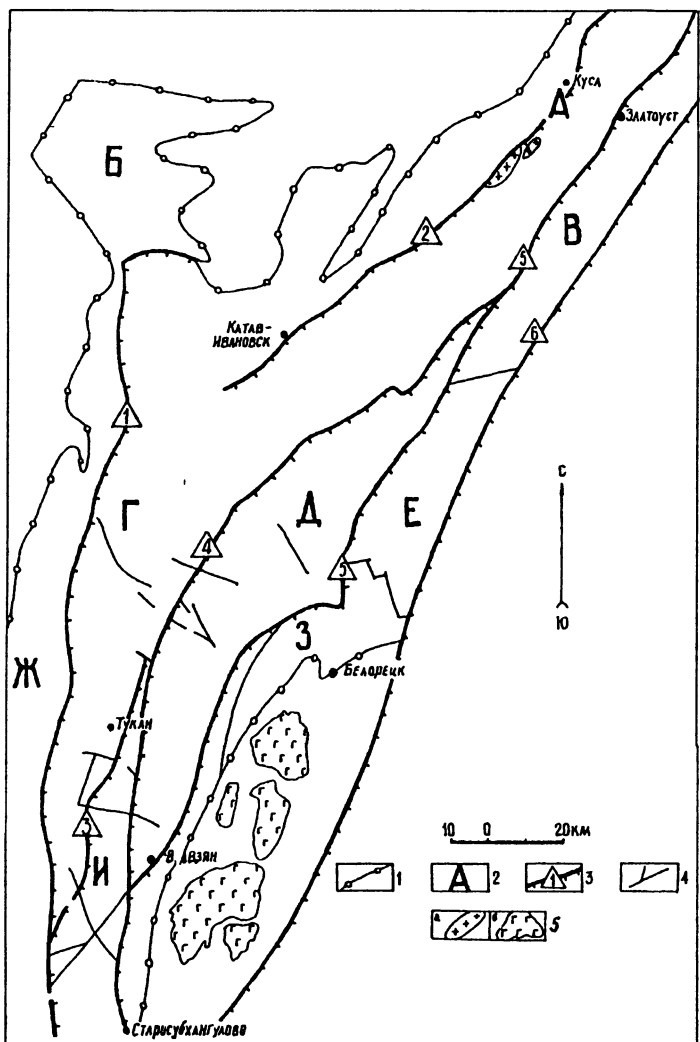


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория (составил Н.Н.Ларионов с использованием материалов М.И.Гараня, А.В.Клочихина, В.И.Петрова, Ф.А.Пискунова, В.А.Романова, А.Ф.Ротаря, П.Н.Швецова и др.).

1 - границы Башкирского мегантиклинория; 2 - основные тектонические структуры (А - Тараташский антиклинорий, Б - Каратауский

структурный комплекс, В - Таганайско-Иремельский антиклинорий, Г - Инзерской синклинорий, Д - Ямантауский антиклинорий, З - Маярдакский антиклинорий, И - Юрматауский антиклинорий); 3 - региональные надвиги, разделяющие структурно-фациальные зоны (цифры в треугольниках: 1 - Зильмердакский, 2 - Бакало-Саткинский, 3 - Туканский, 4 - Каратауский, 5 - Зюраткульский, 6 - Предуралтауский); 4 - прочие разрывные нарушения; 5 - интрузивные комплексы: а - граниты, б - гипербазиты

Полезные ископаемые

Башкирский мегантиклинорий - зона преимущественного распространения стратиформного и менее развитого магматогенного и метаморфогенного оруденения. Западная зона мегантиклинория характеризуется слабым развитием магматизма в виде дайково-силловых диабаз-пикритовых и габбро-диабазовых комплексов платформенного типа. В этой зоне преобладающее распространение имеют стратиформные месторождения и рудопроявления сидерита, магнезита, барита и полиметаллов, залегающие среди слабометаморфизованных отложений рифея. Наиболее крупными среди них являются Бакальские сидеритовые и Саткинские магнезитовые месторождения, приуроченные к отложениям нижнего рифея.

Значительны стратиформные и возникшие за счет их выветривания остаточные железорудные месторождения Зигазино-Комаровского района. Это природно-легированные бурые железняки, сформировавшиеся при окислении анкерит-сидеритовых залежей, связанных с терригенно-карбонатными отложениями среднего рифея.

К осадочно-гидротермальным относятся баритовые и сульфидно-полиметаллические рудопроявления и месторождения. Наиболее крупное из них - Кусинское барит-свинцово-цинковое месторождение, приуроченное к породам среднего рифея. Месторождение представлено барит-полиметаллической минерализацией прожилковкрапленного типа среди часто переслаивающихся доломитов, мергелей, глинистых сланцев и алевролитов. В

кварцитах и песчаниках зильмердакской свиты, залегающей выше, развиты баритовые залежи.

Для восточной зоны Башкирского мегантиклинория характерно более интенсивное проявление магматизма. Эта металлогеническая зона сложена метагенетически- и метаморфически-измененными осадочными породами. Значительными месторождениями магматического типа являются Кусинское и Копанское месторождения ильменит-магнетитовых руд, ныне отработанные, приуроченные к Кусинско-Копанскому расслоенному интрузиву.

Глава II. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Под глинистыми породами подразумеваются тонкодисперсные образования со средним размером частиц 1-10 мк, состоящие преимущественно из глинистых минералов (главным образом, слоистых силикатов). В качестве примеси в них могут присутствовать тонкообломочный кварц, полевые шпаты, окислы железа, а также компоненты, объединяемые в группу "*потери при прокаливании*" (Е.П.Акульшина, 1971; М.Ф.Викулова, 1957; Р.Е.Грим, 1956). Эти породы весьма непросты для изучения, в силу их дисперсности, смешанного минерального состава, сложности, а иногда, и невозможности фракционирования, сходства оптических признаков минералов, изменчивости химического состава и др. Наличие названных выше условий и ограничений определило выбор комплекса методов, включившего микроскопическое изучение, рентгенографический метод, термический анализ, петрохимическое исследование, спектральный анализ и калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста.

Детальное описание методов не входит в задачи автора. В данном разделе приводится общее описание способов интерпретации данных анализов, примененных при изучении минерального состава глинистых пород.

Микроскопическое изучение

Метод микроскопического изучения был основным в определении структурных и текстурных признаков глинистых пород, в прослеживании характера их изменения. Изучение пород под микроскопом являлось и первым этапом в определении минерального состава; наличия аутигенных выделений и аллотигенных минералов, особенностей из взаимоотношений, эволюции в разрезе. Кроме того, осуществление петрографического контроля было непременным условием интерпретации результатов других видов анализов.

Рентгенографический анализ и количественная интерпретация его результатов

Дифракционные методы рентгенографического анализа являются основными и наиболее точными при определении глинистых минералов, их видов, политипов, разновидностей и смесей. Методы дают параметры кристаллической решетки, которые индивидуальны для различных минералов и позволяют надежно их диагностировать, а различные обработки препарата - насыщение глицерином или другими органическими жидкостями, ориентирование, прокаливание и др. - детализируют строение, структуру и состав.

Последовательность изучения глинистых минералов была следующей: 1) групповая диагностика, 2) определение минерального вида и 3) исследование структуры.

Первый этап - групповая диагностика. Для диагностики глинистых минералов основное значение имеют базальные рефлексы (001), первым порядкам которых отвечают межплоскостные расстояния, которые могут изменяться при различных обработках препарата.

Группа монтмориллонита идентифицировалась по рефлексу 001, который является основным диагностическим, остальные базальные рефлексы выражены слабее. Положение основного рефлекса непостоянно и определяется количеством межслоевой воды и типом обменных

катионов. Для катиона Na межплоскостное расстояние первого базального рефлекса (d_{001}) равно 12,4 А, для Mg - 14,3 А, для Са - 15,4 А. Для диагностики определяющим является смещение рефлекса 001 до 16,9 А при насыщении образцов этиленгликолем и до 17,8 А - при насыщении глицерином. При нагревании образца до 500-600°C в течение 1 часа решетка сжимается до 10,0 А.

Группа гидрослюдов устанавливалась по базальным рефлексам 001, 002 и 003 (10,0 А; 5 А; 3,33 А). Убедиться в том, что слюдистая составляющая является преобладающей возможно по присутствию целочисленной серии базальных рефлексов. Положение базальных рефлексов гидрослюдов не смещается при насыщении препаратов органическими жидкостями и при прокаливании до 600°C в течение 1 часа. В смесях со смешанослойными минералами гидрослюды диагностируются по устойчивости рефлексов: при обработке органическими жидкостями рефлексы смещаются в сторону меньших углов, при нагревании стягиваются к 10,0 А.

Группа хлоритов определялась по базальным рефлексам 001, 002, 003, 004 и 005 (14,3 А; 7,1 А; 4,72 А; 3,51 А; 2,85 А). Положение рефлексов не изменяется при обработке органическими жидкостями и при прокаливании.

Группа вермикулита, подобно хлориту, имеет серию базальных отражений 001, 002, 003, 004 и 005 (14,3 А; 7,1 А; 4,72 А; 3,51 А; 2,85 А) не реагирует с органическими жидкостями, однако при прокаливании уменьшается межплоскостное расстояние (d_{001}) до 10,0 А.

Следующим этапом являлось определение ди- и триоктаэдрического характера заселения октаэдров структуры и установление политипной модификации. Для этого осуществлялась регистрация базальных рентгеновских отражений (рефлексов общего положения) по методике «*рентгеновских косых текстур*» (Рентгеновские..., 1990). Все диоктаэдрические минералы независимо от группы имеют значение диагностического рефлекса (060) в интервале $d_{060}=0,148-0,151$ нм (1,48-1,51 А), триоктаэдрические - $d_{060}=0,153-0,157$ нм (1,51-1,57 А). В интервале $d_{060}=0,151-0,153$ нм (1,51-1,53 А) расположены значения

рефлексов минералов, имеющих промежуточный мотив заполнения октаэдров - ди-триоктаэдрический.

Идентификация политипов слюдистых минералов основана на определении межплоскостных расстояний с индексами 111 (+1) и сравнении их с подобными положениями рефлексов рассчитанных для разных политипов.

Дальнейшие рентгеновские исследования глинистых минералов касались изучения структурных особенностей кристаллической решетки слюдоподобных разностей. Прежде всего вызывали интерес некоторые числовые величины, характеризующие состояние гидрослюды в различных типах глинистых пород. Гидрослюды в отличие от истинных слюд обладают рядом структурных дефектов и изменением химического состава в широких пределах, что отражается на дифрактометрических кривых. Рефлексы гидрослюды имеют более значительную ширину на половине высоты, чем у слюд. Кроме того, отражения около 10 \AA характеризуются со стороны меньших углов 2θ некоторой асимметричностью. Эти особенности гидрослюды на основе анализа профиля основного рефлекса можно определить и выразить в числовых величинах, с использованием методик, предложенных Ч.Уивером [Weaver, 1960] и Б.Кюблером [Kubler, 1968] (рис. 3).

Ч.Уивер впервые отметил, что с изменением степени постседиментационных изменений пород увеличивается "*острота*" первого малоуглового базального рефлекса гидрослюды. Интенсивность ее определяется количеством разбухающих пакетов в структуре минерала. Он предложил в качестве количественной оценки этого явления ввести коэффициент кристалличности. Эта величина определяется отношением высоты 10 \AA рефлекса к высоте $10,5 \text{ \AA}$ рефлекса гидрослюды. Данные, полученные этим исследователем позволили количественно охарактеризовать степень вторичных изменений гидрослюды от неметаморфизованных осадков до пород низких степеней метаморфизма.

Б.Кюблер мерой степени постседиментационных преобразований осадочных пород предложил использо-

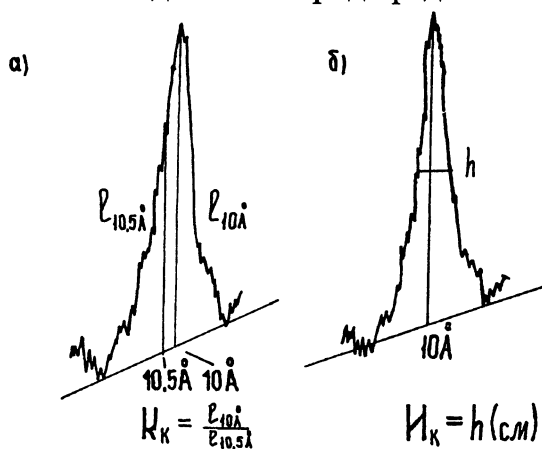


Рис. 3. Схематическое изображение замера и расчетов коэффициента кристалличности (а) и индекса кристалличности (б)

вать ширину 10Å рефлекса, измеренного в миллиметрах на половине его высоты и назвать эту величину индексом кристалличности. Ширина пика зависит от интенсивности заполнения K^+ межслоевых промежутков в кристаллической решетке гидрослюд.

Индекс кристалличности успешно использовался К.Сегонзаком [Segonsac, 1970] в мезозойских осадочных комплексах Альп для картирования зон регионального эпигенеза и начального метаморфизма. Индекс кристалличности используется ныне зарубежными специалистами в качестве основного критерия подразделения зон предметаморфизма: диагенеза, анхизоны и эпизоны.

Оба предложенные коэффициента, несмотря на различный физический смысл, характеризуют степень совершенства кристаллической решетки гидрослюд.

Долгое время в отечественной литературе никаких сведений о применении этих коэффициентов при изучении слюдистых минералов не встречалось. Позднее проблемами корреляции коэффициента кристалличности и степени вторичных изменений глинистых пород в различных регионах Советского Союза занималась Е.П.Акульшина (1971, 1976). Индекс кристалличности, как один из критериев выделения стадий постдиагенетических изменений, применялся И.М.Гороховым и М.А.Семихатовым [1984]. Последние публикации Н.В.Логвиненко и А.В.Орловой [1987], О.В.Япаскурта [1989], В.А.Дрица и А.Г.Коссовской [1991] свидетельствуют о том, что оба коэффициента являются характеристиками структурных особенностей гидрослюд и подтверждают необходимость их использования при оценке степени вторичных изменений глинистых пород.

Исследование пород выполнялось на дифрактометре ДРОН-0.5. Условия съемки - излучение $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$, напряжение 20 кВ, сила тока 20 мА.

Термический анализ

Основным применением термического анализа в геологии является фазовый анализ некоторых пород. Именно это достоинство делает его применение в изучении глинистых пород целесообразным и необходимым.

Основным и самым распространенным методом термических исследований является дифференциально-термический анализ (ДТА). Он позволяет выявлять и исследовать фазовые превращения и химические реакции, протекающие в веществе при нагревании, по термическим эффектам, сопровождающим эти изменения. Метод основан на регистрации эффектов связанных с химическим составом и структурой минералов.

Наиболее распространены среди глинистых минералов гидрослюды. Они дают кривые нагревания с тремя эндотермическими эффектами и одним экзотермическим (А.И.Цветков, 1949) [Иванова и др., 1974]. Первый низкотемпературный эндотермический эффект - 100-200°C

соответствует потере гигроскопической воды. Второй эндотермический эффект, более интенсивный, чем первый - 500-700°C соответствует удалению основной порции структурной воды и частичному разрушению кристаллической решетки. Третий эндотермический эффект обычно слабый - 800-900°C обусловлен полной потерей оставшейся части структурной воды и разрушением решетки. Вслед за этим, наблюдается экзотермический эффект - 900-1000°C, отвечающий кристаллизации аморфных продуктов разрушения гидрослюд.

Хлориты - вторая по распространению и содержанию группа минералов. Хлориты имеют кривые нагревания, содержащие один - два эндотермических эффекта (А.И.Цветков, 1949) [Иванова и др., 1974]. Первый эндотермический эффект 550-700°C - у магнезиальных, 600-700°C - у железисто-магнезиальных, 500-650°C - у железистых хлоритов связан с выделением структурной воды. Второй эндотермический эффект - 780-820°C, незначительный у магнезиальных, слабовыраженный у железисто-магнезиальных и отсутствующий у железистых хлоритов обусловлен отдачей оставшейся части структурной воды и распадом решетки минерала. Экзотермический эффект - 820-840°C, наблюдаемый у магнезиальных и железисто-магнезиальных хлоритов, соответствует образованию минерала с оливиновой структурой в результате взаимодействия продуктов распада хлорита. Для железистых хлоритов характерен низкотемпературный экзотермический эффект 300-500°C, связанный с окислением двухвалентного железа. Окисление примеси органического вещества при 300-450°C и иногда пирита при 410°C усиливает этот экзотермический эффект.

Монтмориллониты, обнаруживаемые в глинистых породах, имеют сходные с гидрослюдами кривые нагревания и отличаются проявлением глубоким пиком эндотермического эффекта при 100-250°C (с максимумом 160-190°C), соответствующим удалению гигроскопической воды [Иванова и др., 1974]. Второй эндоэффект, регистрируемый в интервале 500-800°C, значительно меньше первого и обусловлен потерей структурной воды. Третий

эндотермический эффект при 800-950°C выражен слабо и связан с потерей оставшейся части структурной воды и структурной перестройкой.

Вермикулит, встречающийся в глинистых образованиях, характеризуется (Вопросы..., 1962) [Иванова и др., 1974] наличием на термических кривых тройного эндотермического эффекта: 20-100°C, 100-200°C, 200-300°C. Постоянным признаком этого комплекса эффектов является снижение интенсивности в порядке последовательного возрастания температур. Этот строенный эндоэффект соответствует выделению гигроскопической воды. Второй эндотермический эффект 800-950°C обусловлен потерей структурной воды и распадом кристаллической решетки вермикулита.

В отдельных образцах установлено наличие слюды ряда биотит-флогопит. На термических кривых это отражается в виде экзотермического эффекта - 600-900°C (окисление железа) и эндотермического эффекта 1100-1200°C (выделение структурной воды и разрушение кристаллической решетки) для биотита, и наличием единственного, эндотермического, эффекта - 1100-1300°C для флогопита.

Термические исследования выполнены в стандартных условиях на венгерском дериватографе Q-1500Д в интервале температур от 20 до 1000°C; навеска 500 мг; скорость нагревания 10 град/мин; инертное вещество - прокаленный до 1200°C оксид алюминия; атмосфера печи - воздушная; чувствительность весов 100 мг; чувствительность каналов самописца: ТГ - 500 мВ; ДГТ - 500 мВ; ДТА - 250 мВ. Погрешности при изменении: массы $\pm 0,4\%$, температуры $\pm 7^\circ\text{C}$.

Петрохимические исследования

Исследования выполнялись с целью изучения характеристик химизма глинистых пород. Присутствие и количество химических элементов (в виде окислов) устанавливалось по результатам силикатного анализа. Проводилось определение 14 компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , CO_2 , SO_3 , п.п.п. Силикатный анализ проводился «мокрым способом».

Спектральный анализ

Спектральный анализ применялся как метод, позволяющий определить качественно и количественно наличие малых элементов в породах. Исследование микроэлементов производилось с помощью приближенно-количественного и количественного спектральных анализов.

Приближенно-количественным методом производилось определение 35 микроэлементов: никеля, кобальта, хрома, марганца, ванадия, титана, скандия, фосфора, германия, меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка, сурьмы, кадмия, висмута, молибдена, бария, стронция, вольфрама, олова, бериллия, циркония, галлия, иттрия, иттербия, лантана, ниобия, лития, тантала, гафния, талия, церия, ртуты, золота¹.

Количественным методом спектрального анализа определялись медь, свинец, цинк, фтор, барий, бор.

Калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста

При изучении глинистых пород выполнялись определения возраста методом K/Ar датирования. Возраст пород, определенный по валовым пробам, и чаще всего лишенный реального стратиграфического смысла в силу испытанных породой посткристаллизационных метаморфических изменений далее будет употребляться как кажущийся [Изотопная..., 1989].

Калий-аргоновый метод определения возраста основан на радиоактивном распаде K^{40} в Ar^{40} . Это явление дает принципиальную возможность определения возраста пород и минералов или произошедших с ними изменений. Метод является самым распространенным среди других радиологических методов, что объясняется его относительной простотой и экспрессностью. Вместе с тем, дискордантность результатов калий-аргонового

¹ Серебро, мышьяк, сурьма, кадмий, висмут, тантал, таллий, гафний, индий, золото ни в одной из проб не были обнаружены.

датирования, как внутри метода, так и в сравнении с другими, породила некоторое недоверие к нему, а иногда и полное отрицание этого метода применительно к осадочным породам. Однако, в данном случае, использование метода кажется вполне оправданным, т.к. интерпретация полученных данных производилась при наличии всей доступной информации о геологических и минералогических особенностях исследуемых объектов, а сами результаты рассматривались в первую очередь не как даты реальных геологических событий, а прежде всего как дополнительные и важные характеристики степени изменения (или сохранности) породы.

Анализ исходных образцов проводился на аналитическом комплексе, состоявшем из аргоновой установки и масс-спектрометра МИ 1330.

Глава III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Петрографический очерк

Глинистые породы могут быть классифицированы по различным признакам: гранулометрии, генезису, степени литифицированности, прикладным и другим свойствам. В отложениях рифея Башкирского мегантиклинория выделены следующие петрографические типы: микросланцы пелитовые, сланцы пелитовые, сланцы филлитовидные, филлиты (Л.В.Анфимов, 1988). Породы отбирались в непрерывном разрезе стратотипического рифея от бурзяния до каратавия (рис. 4).

В процессе изучения отложений рифея Башкирского мегантиклинория в качестве сравнительного материала были привлечены породы палеозоя четырех глубоких параметрических скважин, пробуренных на востоке Русской платформы (рис. 5). Глинистые образования этих скважин были подразделены на три петрографических типа: глины, аргиллиты, микросланцы пелитовые, что позволило дополнить выделенный в рифее ряд пет-

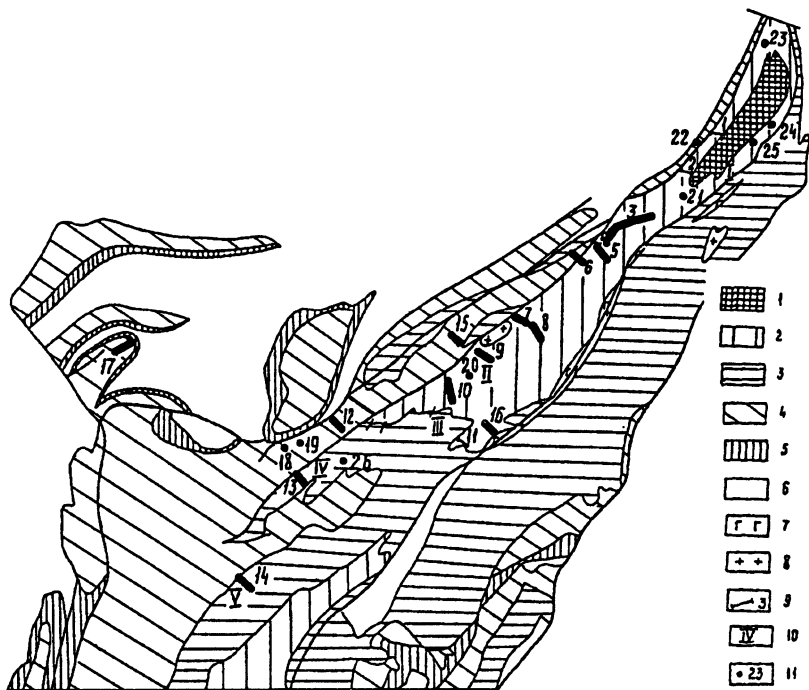


Рис. 4. Карта фактического материала.

I - AR+PR₁; 2 - R₁; 3 - R₂; 4 - R₃₊₄; 5 - V; 6 - P₂; 7 - габбро; 8 - граниты; 9 - геологические разрезы; 10 - рудные поля; 11 - геологические обнажения.

Рудные поля: *I* - Ахтенское сидеритовое; *II* - Саткинское магнетитовое; *III* - Бакальские сидеритовые и магнетитовые; *IV* - Катав-Ивановское магнетитовое; *V* - Байгазинское.

Разрезы: 1 - Аршинский; 2 - Миасский; 3 - разрез Куся-Магнитка; 4 - разрез по р.Ай; 5 - Липовский; 6 - Кисеганский; 7 - Северо-Бердяшский; 8 - Жукатау; 9 - Саткинский; 10 - Макаровский; 11 - Уванский; 12 - Юкала; 13 - Катав-Ивановский; 14 - Байгазинский; 15 - Южно-Бердяшский; 16 - Еловский; 17 - Миньярский. Обнажения: 18 - Усть-Катав; 19 - ст.Минка; 20 - Южно-Саткинский; 21 - р.Навыш; 22 - дорожный карьер (дорога Аршинка - Куся); 23 - гора Сова; 24 - гора Ерохина; 25 - горы Ефремовские; 26 - д.Меседа-Первуха

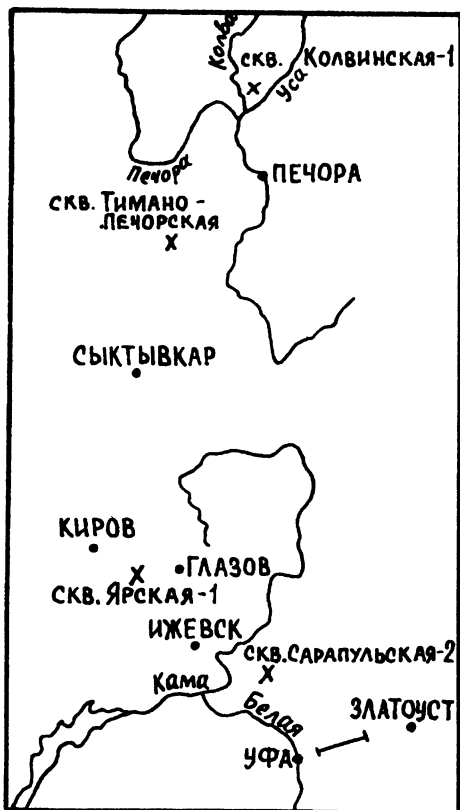


Рис. 5. Схема расположения скважин, пробуренных в осадочном чехле Русской платформы

рографических типов «микросланцы пелитовые - филлиты» недостающими, менее измененными разностями - глинами и аргиллитами. Последовательность петрографических типов: глины - филлиты, от неизменных образований до метаморфически преобразованных позволила проследить процесс эволюции пород в ходе литогенеза.

Петрографические типы глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория. Глинистые породы играют существенную роль в строении рифейских отложений. Они являются важной составной частью каждого из выделенных подразделений рифея - бурзяния, юрматиния и каратавия.

Микросланцы пелитовые. Широкое распространение этих пород наблюдается в разрезах верхнего рифея. Микросланцы слагают здесь как хорошо выраженные горизонты, мощностью до 200 м, так и участвуют в составе пачек и толщ переслаивания с песчаниками, алевролитами и карбонатными породами.

Ограниченное распространение микросланцев можно наблюдать в составе айской, зигазино-комаровской и зильмердакской свит. Визуально микросланцы представляют собой серые, зеленовато-серые или зеленые породы, с ярко выраженной плитчатой, реже - неправильной, кусковой отдельностью и неровным полураковистым изломом. Слоистость горизонтальная, тонкая.

При микроскопическом исследовании обнаруживается, что основную часть породы слагает тонкочешуйчатый агрегат глинистых минералов. Низкая интерференционная окраска, выдержанная в белых и блекло-желтоватых тонах свидетельствует о принадлежности глинистых минералов к гидрослюдам. Хорошо заметна кристаллизационная сланцеватость, выраженная субпараллельной оптической ориентировкой чешуек гидрослюды. Структуры бластопелитовые и алевробластопелитовые.

Необходимо отметить редкое присутствие в шлифах глауконита, который образует мелкие округлые тельца, радиально-лучистого или скорлуповатого облика. Цвет зернышек глауконита - желто-зеленый или темно-зеленый, реже - буро-зеленый.

В пелитовой основной массе обнаруживаются пластинки буровой слюды, представленной слабо гидратированным биотитом, сохранившим свойственные этому минералу плеохроизм и высокую интерференционную окраску. Наряду с биотитом присутствуют листочки мусковита, большей частью не испытывавший изменений.

Алевритовый материал, часто присутствующий в микросланцах, представлен кварцем и полевыми шпатами. Он редко бывает равномерно распределен в глинисто-гидрослюдистой массе, чаще образует отдельные слоечки, в результате чего порода приобретает микрослоистый облик. Очертания зерен отчетливы.

Сланцы пелитовые. Эти породы пользуются широким распространением в разрезе всего рифея. Макроскопически они выглядят плотными, сланцеватыми, серыми и темно-серыми, иногда с зеленоватым или коричневатобурным оттенком породами. Отдельность остроугольная или плитчатая. При исследовании под микроскопом обнаруживают характерные признаки: бластопелитовые и алевробластопелитовые структуры, тонкослоистую текстуру и кристаллизационную сланцеватость, которая выражается в субпараллельной оптической ориентировке тонкочешуйчатых частичек гидрослюды с невысокой интерференционной окраской.

Встречающийся на фоне основной гидрослюдистой массы биотит несет признаки гидратированности и изменения. Часто можно видеть неизменную центральную часть обломочной пластинки биотита с изменениями постепенно нарастающими к периферийной частям. Изменения заключаются в замещении биотита сгусткообразным, аморфным агрегатом коричнево-бурого, переходящего в грязно-бурый и грязно-зеленый цвет. Рентгеноструктурный анализ показывает, что продуктом изменения биотита является вермикулит-хлорит и хлорит. Мусковит обнаруживает большую сохранность, чем биотит, но воздействию вторичных преобразований, оказывается, подвержен и он. Это выражается в потере четких очертаний слюдистых обломков, расщеплении их концов и в некотором снижении интерференционной окраски. Алевритовый материал, присутствующий в виде примеси, представлен кварцем и полевыми шпатами. Погруженный в основную раскристаллизованную гидрослюдистую массу и сконцентрированный в прослоечки, он явно корродирован, вследствие чего границы зерен кварца и полевого шпата оказываются неровными, как

бы изъеденными. Из обломочных акцессорных минералов присутствуют зерна турмалина, циркона, сфена, лейкоксена, магнетита, ильменита. Из аутигенных минералов характерен пирит.

Сланцы филлитовидные. Эти породы распространены, в основном, в отложениях бурзяния, входя в состав айской, саткинской и бакальской свит. Можно встретить их и в дислоцированных юрматинских образованиях - зигальгинской и авзянской свитах. Филлитовидные сланцы - плотные, сланцеватые, с шелковистым, ровным изломом породы. Цвет их серый, зеленовато-серый, часто густо-серый до темного. Для этого типа пород характерны гранолепидобластовые и лепидобластовые структуры. Слоистость обычно тонкая, нитевидная, иногда типа ленточной. Первичное глинистое вещество полностью перекристаллизовано в мелкочешуйчатые гидрослюда и серицит, которые, параллельно ориентированные, обуславливают прекрасно выраженную кристаллизационную сланцеватость. При повороте столика при включенном анализаторе шлиф *«вспыхивает»* и *«гаснет»* как единый монокристалл. Иногда гидрослюдисто-серицитовая масса представляет собой настолько тонкодисперсный чешуйчатый агрегат, что он кажется абсолютно однородным. Цвета интерференционных окрасок - насыщенно-желтые, соломенно-желтые. Обломочный биотит зачастую только угадывается по форме обломков или цвету сохранившихся чешуек. Чаще можно наблюдать продукты его преобразования, в виде колломорфных, сгусткообразных выделений хлорита буровато-зеленых, с грязным оттенком. Иногда можно увидеть пластинку биотита послойно или с одной стороны, часто до половины, замещенную хлоритом. В некоторых случаях биотит замещается тонко- и дисперсно-чешуйчатым агрегатом серицита и мусковита. Зерна алевритовой примеси корродируются, приобретая неровные, *«изъеденные»* очертания, напоминающие тающие льдинки. Из акцессорных минералов отмечают сфен, магнетит и циркон.

Филлиты. Эти породы встречаются в составе всех свит бурзяния, получая преимущественное распространение в нижней - айской. Филлиты выглядят плотными, сланцеватыми, чаще всего серого и темно-серого цвета, с характерным на изломе блеском, породами. Характерной особенностью филлитов являются лепидобластовые и гранолепидобластовые структуры. Под микроскопом филлиты выглядят полностью перекристаллизованными мелкочешуйчатыми, серицитовыми агрегатами, наделенными ярко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. При этом серицитовая масса ведет себя агрессивно по отношению к вкраплениям или скученной в прослой алевритовой примеси зерен кварца и полевого шпата. Серицит «*изъедает*» края зерен, активно замещая их. Иногда можно наблюдать алевритовые включения полностью преобразованные в серицит, с отчетливо проглядывающими ядрами внутри. В этом случае ядра представляют собой округлые сгустки слюды, приспособившиеся к основной гидрослюдистой ткани шлифа. Хлорит замещает гидробиотит и вермикулит, возникшие на предыдущем этапе. Интенсивность хлоритизации в различных шлифах неодинакова. Однако хлорит приобретает индивидуальные черты - четкие кристаллографические очертания и более чистые зеленые окраски - позволяющие уверенно диагностировать его. Встречающиеся мусковитовые пластинки часто прекрасно оформлены, имеют яркие цвета интерференции, характерные для этого минерала. Аутигенность их однозначна. Характерной чертой данного петрографического типа является появление биотита. Новообразованный минерал встречается в различных формах; это могут быть сгусткообразные примазки; удлиненные, плохо сформированные пластиночки и наконец крупные агрегаты, иногда образующие целые прослои. Среди аксессуаров отмечают сфен, циркон, магнетит и др. Слоистость тонкая, нитевидная, иногда типа ленточной.

Петрографическое исследование глинистых рифейских отложений показало, что они характеризуются преимущественно гидрослюдистым составом. Вторым по

значимости компонентом является хлорит, который находится в пределах подчиненного содержания по отношению к гидрослюде.

Петрографические типы глинистых пород палеозоя Русской платформы. К глинистым образованиям осадочных отложений палеозоя Русской платформы, вскрытых скважинами Ярская-1, Сарапульская-2, Тимано-Печорская и Колвинская-1 относятся глины, аргиллиты и микросланцы пелитовые. Разделение их проводилось по степени литификации, при этом во внимание принимались степень механической прочности, значения микропористости и уровень перекристаллизации пород.

В разрезе платформенного чехла, вскрытом скв. Ярская-1 (рис. 6), глинистые породы определенным образом меняют свое агрегатное состояние в зависимости от глубины залегания. От устья скважины вниз до 690 м (обр. 67) глинистые породы представляют собой глины, характеризующиеся слабой степенью литификации. Далее, до самой подошвы платформенного чехла, глинистые породы разреза скважины представлены умеренно литифицированными аргиллитами.

Таким образом, все верхне- и нижнепермские отложения характеризуются слаболитифицированными глинами, отложения карбона и девона - аргиллитами. Глины представляют собой мягкие, легко размокающие и истирающиеся до пудровидного состояния при бурении породы. Цвет их бурый или почти красный. Аргиллиты представлены в различной степени литифицированными породами серого, зеленовато-серого, розоватого и фиолетового цвета. Степень их механической прочности определяется уровнем перекристаллизации глинистых минералов. Микроскопические наблюдения показывают, что часть глинистых минералов перекристаллизована, в результате чего наметилась субпараллельная ориентировка чешуек этих минералов.

Постседиментационные изменения текстур аргиллитов сводятся к образованию мелких кальцитовых гнезд и жилков, секущих слоистость. Для минерального состава характерно широкое распространение гид-

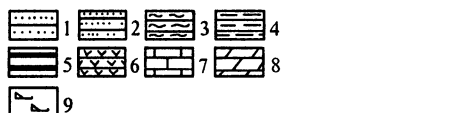
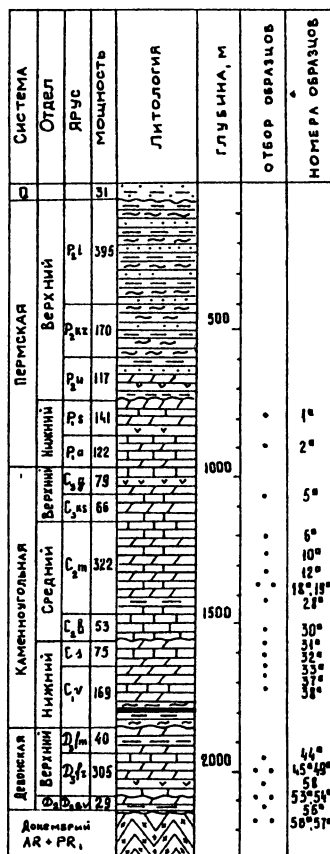


Рис. 6. Литолого-стратиграфическая колонка глубокой параметрической скв. Ярская-1.

1 - глины, суглинки, пески; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - бурые и сапропелевые угли; 6 - гипсы, ангидриты; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - долериты
 рослуд. Гидрослуды отмечают во всех образцах пород и составляют 50-80% от общей массы глинистых ми-

нералов. Минералы группы хлорита отмечаются повсеместно и в переменных количествах. Присутствует каолинит. Для аргиллитов характерно образование аутигенных кристаллов кварца и кварцевых микроконкреций.

В разрезе платформенного чехла скв. Сарапульская-2 (рис. 7) глинистые породы наблюдаются в виде аргиллитов и пелитовых микросланцев, которые являются хорошо литифицированные геологическими образованиями. Аргиллиты обнаруживаются от самого устья скважины почти до забоя (полная глубина скважины 2000 м), включая отложения всего палеозоя. Цвет - серый, серовато-зеленый. Минеральный состав аргиллитов скв. Сарапульская-2 тождественен минеральному составу аргиллитов скв. Ярская-1. Микросланцы пелитовые встречены среди отложений нижнего рифея (глубина 1878-2000 м). Цвет их - от светло-серого до темно-зеленого.

Микроскопическое изучение показало, что в глинистых породах под действием литостатической нагрузки и геотермического градиента значительная часть глинистых минералов перекристаллизована. Следствием этого является кристаллизационная сланцеватость глинистых пород, обусловленная субпараллельной ориентировкой чешуек слюдистых минералов. Тектурные изменения микросланцев проявились в появлении гнезд и прожилков карбонатов, секущих слоистость.

Глинистые породы Тимано-Печорской скважины (рис. 8) представлены аргиллитами, относительно слабо уплотненными образованиями, легко истирающимися при бурении. Зона развития аргиллитов в разрезе этой скважины включает пермские, карбоновые и верхнедевонские отложения до глубины 2814 м. Цвет пород светло-серый. Аргиллиты содержат гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, каолинит и существенную долю карбонатных минералов - кальцита и доломита.

Ниже глубины 2814 м аргиллиты преобразованы в пелитовые микросланцы, которые распространены в

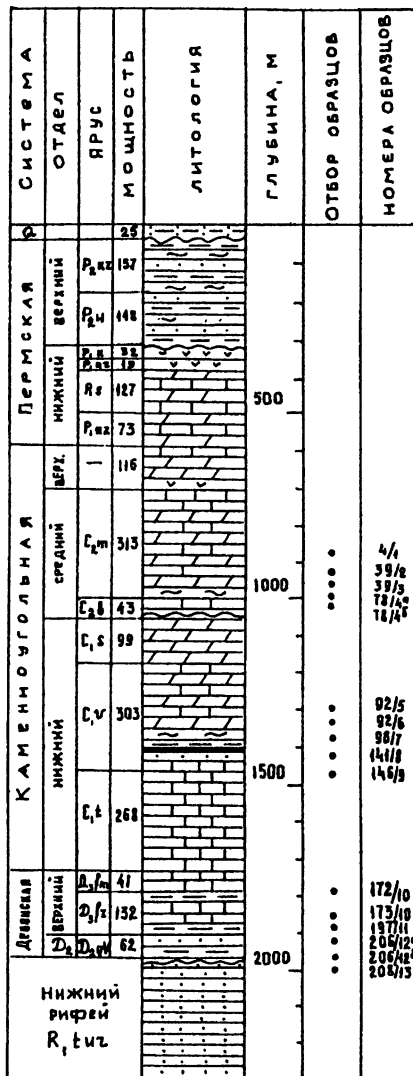


Рис. 7. Литолого-стратиграфическая колонка глубокой параметрической скв. Сарапурская-2.
Условные обозначения см. на рис. 6

Система		Отдел		Литология	Глубина, м	Отбор образцов	Номера образцов
Средний	Верхний	Ниж. Верхний	Друс				
Девонская	Средний	D ₂ ^{sv}	42	Литология (схематическое изображение)	1000	• •	24 25, 26
			140				
Девонская	Верхний	D ₃ ^{fm}	2412	Литология (схематическое изображение)	2000	• •	56 60 81 361 462 609 790 793 795
			555				
Девонская	Средний	D ₂ ^{sv}	560	Литология (схематическое изображение)	4000	• •	648 652 650 816 817 819 943 944 945 959 960 1162 1164 1165
							106 575

Рис. 8. Литолого-стратиграфическая колонка глубокой параметрической скв. Тимано-Печорская.
Условные обозначения см. на рис. 6

отложениях среднего девона. Цвет пород от светло- до темно-серого. Характерной особенностью пород является проявление кристаллизованной сланцеватости, что свидетельствует о перерождении пелитовых седиментогенных структур в измененные бластопелитовые. Тектурные изменения глинистых пород выражены в появлении мелких и крупных гнезд, прожилков карбонатов, секущих слоистость. Микросланцы пелитовые слагаются гидрослюдами, хлоритом, каолинитом, наличием некоторого содержания кальция, доломита, пирита в средней части разреза и резким исчезновением перечисленных минералов в нижней.

В разрезе отложений, вскрытых скважиной, присутствуют маломощные интрузивные тела диоритов, контактовое воздействие которых на глинистые породы выразилось в сильном уплотнении последних и преобразовании гидрослюда в серицит.

В изученном интервале разреза платформенного чехла, вскрытого скв. Колвинская-1 (рис. 9), глинистые породы представлены хорошо литифицированными разностями микросланцев пелитовых аргиллитовидных. Они обнаружены в отложениях девона и силура (глубина 4000-6044 м). Эти породы хорошо литифицированы, цвет их от светло-серого до темно-зеленого. Минеральный состав определяется наличием гидрослюд, хлорита и каолинита. Присутствуют выделения аутигенного кварца. Постседиментационные преобразования структур глинистых пород выражены в неполной перекристаллизации тонкодисперсных минералов, наблюдаются также кальцитовые, реже кварцевые гнезда и прожилки секущие слоистость.

Рентгенографическая характеристика глинистых минералов

К глинистым минералам большинство исследователей относят природные минералы, слагающие основную массу глинистых пород и присутствующие в качестве примеси в составе других пород (Вопросы минералогии...,

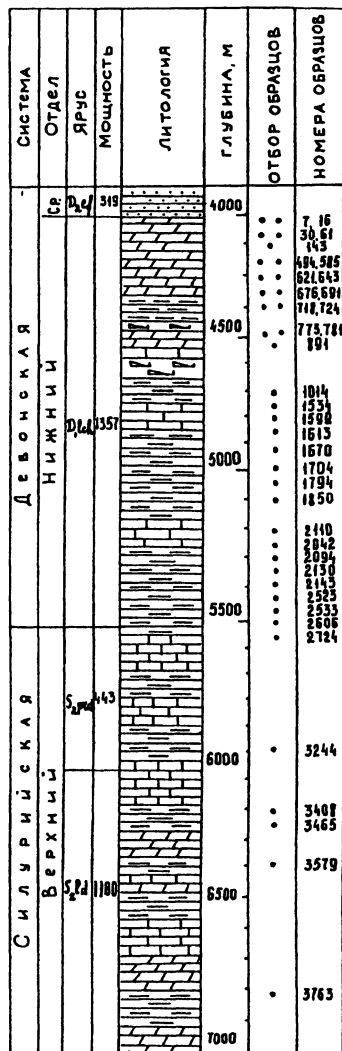


Рис. 9. Литолого-стратиграфическая колонка глубокой параметрической скв. Колвинская-1.
Условные обозначения см. на рис. 6

1962; У.А.Дир и др., 1966; Л.Б.Рухин, 1969). Признается, что глинистые минералы образуются при химическом выветривании пород, накоплении осадков и при их постседиментационном преобразовании (Р.Гаррелс, 1974; Ж.Милло, 1968) [Дриц, Коссовская, 1990, 1991].

Существенную роль при выборе методов исследования, идентификации минералов, и, особенно, в процессе различных генетических построений играют *вопросы номенклатуры и классификации глинистых минералов*. В основе современных классификаций [Бей-ли, 1980; Рекшинская, 1988; Дриц, Коссовская, 1975, 1990] лежит принцип кристаллического строения и химического состава. В отечественных систематиках глинистые минералы делятся на два типа. Первый объединяет аморфные глинистые минералы. Они редки и во многом неясны. Второй тип глинистых минералов имеет кристаллическое строение и принадлежит либо к слоистым силикатам, либо к слоисто-цепочечным. Слоистые силикаты, в свою очередь, по структурным особенностям подразделяются на ряд групп, каждая из которых содержит подгруппы ди- и триоктаэдрических разновидностей.

Из глинистых минералов в рифейских отложениях обнаружены монтмориллонит, хлорит, смешанослойные образования и диоктаэдрические слюдистые минералы (Л.В.Анфимов, И.Г.Демчук, 1986) [Анфимов, Кагарманова, 1993; Сульман, Демчук, 1974].

Диоктаэдрические слюдистые минералы изучаются давно и успешно, как зарубежными, так и отечественными исследователями. Однако, в настоящее время для их обозначения применяются часто термины общего пользования, не являющиеся однозначными: отечественные геологи называют их гидрослюдами, зарубежные исследователи предпочитают термин «иллиты».

Термин «иллит» впервые введенный Р.Гримом, Р.Бреем и У. Бредли [Grim et al., 1937] для обозначения слюдоподобного глинистого минерала с высоким содержанием K_2O (~ 7%) из сланцев каменноугольного возраста. Позднее в ряде стран данный термин получил бо-

лее широкое значение и под «иллитами» в большинстве случаев стали понимать все слюдоподобные минералы глины.

За последние годы, благодаря совершенствованию физических и химических методов, было сделано очень много для уточнения кристаллохимических и структурных характеристик диоктаэдрических слюдистых минералов. При Международной минералогической ассоциации был создан Номенклатурный комитет, который занимался проблемой разработки рациональной номенклатуры слюдистых минералов. Этим комитетом был опубликован ряд рекомендаций по использованию таких терминов, как «иллит», «глауконит» и «селадонит». Ниже приводятся критерии для использования термина «иллит», предложенные Номенклатурным комитетом.

В зарубежной литературе термин используется двояко: для обозначения всей группы диоктаэдрических слюдистых минералов и для характеристики определенной минералогической разновидности. Номенклатурный комитет считает целесообразным оставить оба варианта использования термина «иллит» [Bailey et al., 1984]. При этом указывается, что при описании минералогической разновидности необходимо оговаривать это обстоятельство, дабы тем самым избежать путаницы с групповым названием. Минеральная разновидность иллита в соответствии с требованием Номенклатурного комитета должна удовлетворять следующим требованиям [Bailey et al., 1984]. Образец должен относиться к диоктаэдрической Al-содержащей слюде без разбухающих слоев и отличаться от мусковита: 1) присутствием фенгитового компонента, обусловленного наличием двухвалентных катионов в октаэдрах и понижением степени замещения на Al в тетраэдрах, возможными пределами для некомпенсированного октаэдрического заряда равными 0,2-0,3 в расчете на ф.е.; 2) наличием дефицита межслоевых катионов K от 0,2 до 0,4 в расчете на ф.е., что приводит к дополнительному понижению содержания Al в тетраэдрах. Предполагается, что максимальный слоевой заряд иллитов равен в расчете на ф.е 0,8. Однако вопрос о по-

ложении иллита в классификации глинистых минералов все еще остается открытым.

В отечественной литологии термин «иллит» был признан неудачным и диоктаэдрические слюдистые минералы глинистых пород обозначены как «гидрослюда». В различное время их изучением занимались Е.П.Акульшина (1971, 1976, 1984), Г.В.Карпова и др. [1972, 1975], А.Г.Коссовская [1962]; А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [1955, 1957], Д.Д.Котельников и др. [1986, 1990, 1991, 1993], Н.В.Логвиненко [1968, 1987], Л.Г.Рекшинская [1986], В.А.Франк-Каменецкий и др. [1983].

Классификация диоктаэдрических слюдистых минералов была разработана А.Г.Коссовской и В.А.Дрицем [1971]. Эти исследователи предложили среди диоктаэдрических слюдистых калиевых минералов выделять разновидности, не содержащие и содержащие (до 20%) разбухающие слои. Далее, те и другие подразделялись по степени железистости ($K_{Fe(3+)}$). Минералы, не содержащие разбухающих слоев, подразделялись на алюминиевые иллиты, железистые иллиты и глаукониты. Для обозначения слюдистых минералов, содержащих разбухающие промежутки, предполагалось использовать общий термин «гидрослюда» и в зависимости от состава рекомендовать описательные термины, как гидрослюды алюминиевые, гидрослюды железистого состава, глауконитовые гидрослюды.

Анализируя результаты исследований последних лет В.А.Дриц и А.Г.Коссовская [1991] предложили новую классификацию и номенклатуру диоктаэдрических слюдистых минералов. Минералы подразделяются в зависимости от степени гидратации на две большие группы: истинные слюды и гидратированные слюды. Истинные слюды характеризуются тем, что межслоевые катионы К (Na, Ca, NH_4 и др.) занимают более 95% межслоевых позиций. Гидратированные слюды содержат менее 90% катионов, заселяющих межслои структуры. Далее, группа гидратированных слюд подразделяется на две подгруппы: первую составляют минеральные разновидности, имеющие определенные наименования и не более

5-10% разбухающих межслоев. Во вторую подгруппу предполагалось объединить слюдоподобные минералы под общим названием «*гидрослюда*» и содержащие от 10 до 20% разбухающих межслоев. В зависимости от состава есть смысл называть соответствующие минеральные образования гидрослюдами иллитового (Al-гидрослюды), железисто-иллитового (Al-Fe-гидрослюды) или глауконитового (Fe^{3+} -гидрослюды) состава. В случае, когда содержание межслоевых прослоев превышает 20-25%, то для обозначения соответствующих фаз рекомендуется использовать описательный термин, например: «*смешанослойный минерал иллит-монтмориллонит*».

Глинистые диоктаэдрические минералы рифейских отложений в полной мере отвечают требованиям названия «*гидрослюды*» классификации А.Г.Коссовской и В.А. Дрица [1991], поэтому в соответствии с предложенной классификацией и придерживаясь традиционно употребляемого в отечественной литологии определения, автор для обозначения диоктаэдрических слюдистых минералов глинистых образований рифея использует термин «*гидрослюды*».

Глинистые минералы в отложениях рифея Башкирского мегантиклинория. Слюдистые минералы, слагающие пелитовые микросланцы, изученные методом рентгеноструктурного анализа уверенно относятся к гидрослюдам. Они обнаруживают набор целочисленных рефлексов кратный 10,0 А, причем интенсивность рефлекса 10,0 А намного превышает интенсивность всех остальных базальных рефлексов, таким образом распределение интенсивностей соответствует гидрослюде. При этом, величина отражения 060 колеблется во всех образцах от 1,503 до 1,510, что свидетельствует о диоктаэдричности слюдистых минералов. Форма рефлекса 001 характерна для политипа 1М. Рефлекс обычно широкий, с далеко раздвинутыми, сложно построенными крыльями. Левая ветвь (со стороны малых углов), как правило, более пологая, многократно «*изрезанная*» (рис. 10-12). После прокаливания рассматриваемый рефлекс 001 и другие базальные рефлексы (002 и 003) гидрослюды вы-

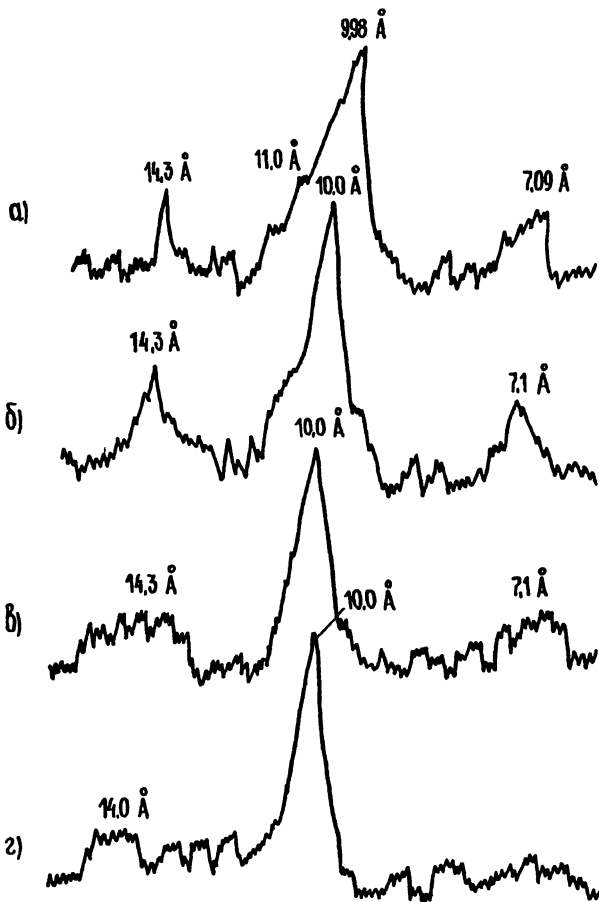


Рис. 10. Дифрактограммы микросланца пелитового.

Обр. 469-3, R₃z1, ст. Сим. Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, хлорит, смешанослойное образование - гидрослюда-монтмориллонит; а) -воздушно-сухой образец, б) - насыщенный этиленгликолем, в) - ориентированный, г) - прокаленный в течение 1 часа при температуре 600°C

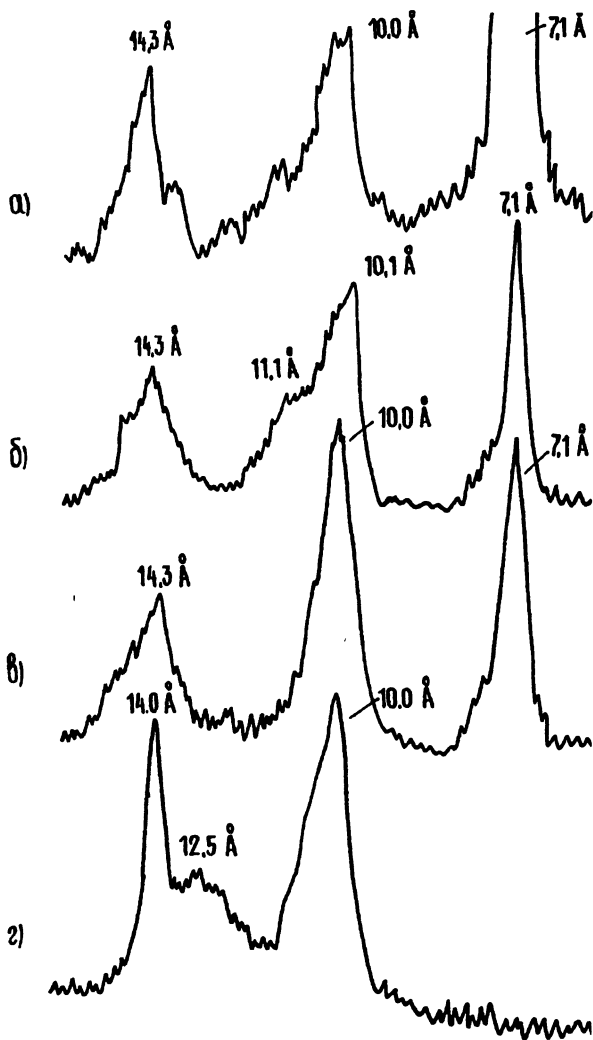


Рис. 11. Дифрактограммы микросланца пелитового.

Обр. 474-5, R₃in, р. Минка. Ассоциация минералов: гидрослюда 1М, хлорит, смешанослойные образования; гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

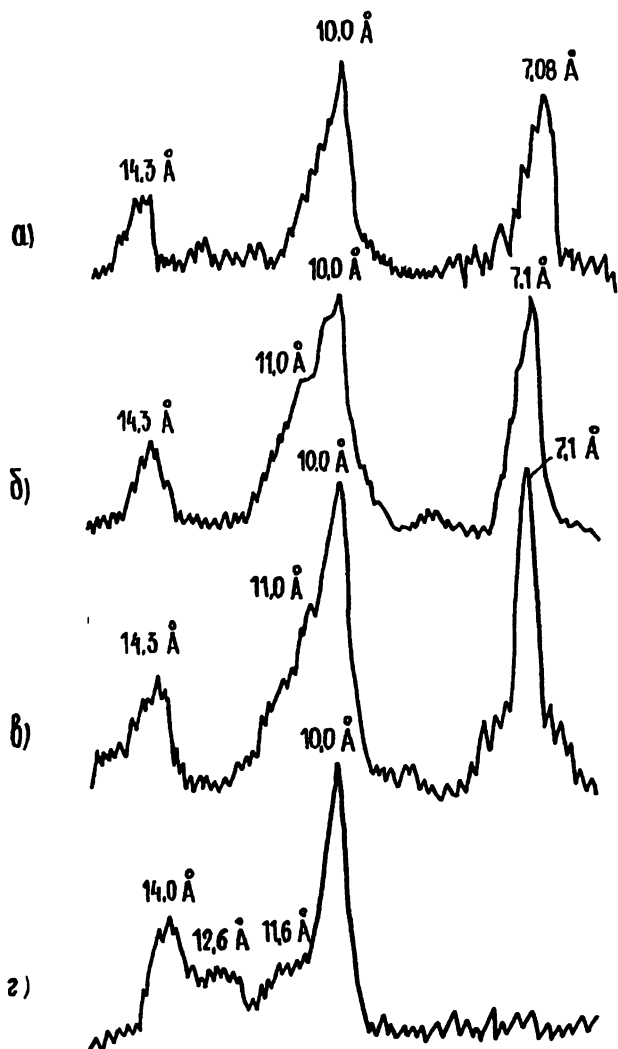


Рис. 12. Дифрактограмма микросланца пелитового.
 Обр. 472-6, Рзтпн, д.Завьялово. Ассоциация минералов: гидрослюда 1М, хлорит, смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-вермикулит. Условия съемки образца см. на рис. 10

глядят стройными, хорошо оформленными, то есть, после термообработки дифракционная картина минерала становится аналогичной картине мусковитового типа.

Коэффициент кристалличности невысок и колеблется в пределах 1,40-1,57. Индекс кристалличности, наоборот, имеет повышенные значения и варьирует от 6,5 до 11,0. Это свидетельствует о высокой степени гидратированности и низком совершенстве структуры гидрослюдов политипа 1М.

Комплекс дополнительных исследований, состоящий из трех вспомогательных операций, применялся в установлении смешанослойности глинистых минералов. В рифейских микросланцах пелитовых обнаружены *смешанослойные образования* трех типов (характеристика их приведена в **таблице 1**).

I тип смешанослойного образования встречается только в микросланцах пелитовых, не получая распространение в других петрографических типах глинистых пород. На дифрактограммах исходных образцов они редко образуют самостоятельные рефлексы, камуфлируясь отражением гидрослюды 10 А или несколько больше - 10,5-11 А, обнаруживая себя наличием пологой, сложно построенной ветвью рефлекса со стороны малых углов. Сам рефлекс обычно размытый, крайне диффузный. Причем, в зависимости от содержания смешанослойных промежутков в структуре гидрослюды, отражение первого базального рефлекса имеет различные по выразительности «*изрезанность*» и диффузность. Самостоятельные отражения смешанослойной фазы обнаруживаются после насыщения этиленгликолем, выделение дополнительного рефлекса в интервале 11-13 А, наряду с отражением 10 А. Интенсивность дополнительного рефлекса тем больше, чем более диффузным был рефлекс 10 А на дифрактограммах естественных препаратов. В случае высокой гидратации второй базальный рефлекс гидрослюды 5 А повторяет по форме первый 10 А и часто имеет дополнительный пик с максимумом 5,05-5,10 А. После прокаливания наблюдается только один, относительно широкий, но более простой по форме, с крутыми

Характеристика смешанослойных образований

Тип смешанослойного образования	Межплоскостные расстояния 001 (А)		
	Воздушно-сухое состояние	Насыщенные этиленгликолем	Прокаленные при 600°C в течение 1 ч
I	10,5-11,0	11,0-13,0	10,0
II	11,0-13,0	13,0-14,0	11,0-12,5
III	13,5-14,0	13,5-14,0	12,0-12,5

ветвями пик 10 А. Таким образом, микросланцы пелитовые содержат минерал, представляющий собой смешанослойное образование, в котором переслаиваются неразбухающие пакеты гидрослюда и разбухающие пакеты монтмориллонита: смешанослойное образование типа гидрослюда-монтмориллонит.

II тип представлен смешанослойными фазами с первым базальным рефлексом, лежащим в интервале от 11 до 13 А. Роль разбухающего компонента здесь невелика, при насыщении этиленгликолем пик никогда не смещается за 14 А, располагаясь обычно между 13 А и 14 А. После прокаливания при 600°C на дифрактограммах отмечается либо обособленный рефлекс 12,0-12,5 А, либо серия слившихся, зигзагообразных пичков в области 11,0-12,5 А. Общий парагенез этих смешанослойных фаз - хлорит-гидрослюда.

III тип - это смешанослойные образования, которые устанавливаются на дифрактограммах по наличию рефлекса 13,5-14,0 А. Этот рефлекс слабо реагирует на насыщение этиленгликолем, но при нагревании смещается в область малых углов, образуя отражения со значениями от 11 до 13 А. Подобные смешанослойные образования относятся к типу хлорит-вермикулит.

Хлорит. Совместно с гидрослюдами политипа 1М и смешанослойными образованиями дифрактометрические методы регистрируют и наличие хлорита. Хлорит идентифицируется по серии рефлексов, кратных 14,3 А (14,3, 7,1 и 4,73 А), причем отмечается низкая интенсив-

ность нечетных отражений, что характерно, как правило, для разностей с повышенным содержанием железа [Дриц, Коссовская, 1991; Котельников, Конюхов, 1986]. Хлориты, распространенные в микросланцах пелитовых, можно отнести к железистым разностям. Необходимо, однако, оговориться, что хлориты встречаются совместно со смешанослойными образованиями типа хлорит-вермикулит, с которыми находятся в тесной генетической взаимосвязи. Вермикулиты же отличаются обратным соотношением интенсивностей рефлексов. Тем не менее, преобладание хлорита в породе позволяет говорить о наличии разностей с повышенным содержанием железа. Для ряда образцов выделены четкие пики, межплоскостные расстояния и соотношения интенсивностей, соответствующие политипу IIв ($\beta=97^\circ$). Для некоторых образцов интенсивности и межплоскостные расстояния не вполне соответствуют табличным, однако близки к IIв ($\beta=97^\circ$). Рентгеновских характеристик хлоритов, относящихся к другим политипам не обнаружено.

Глинистые минералы сланцев пелитовых рифейских отложений Башкирского мегантиклинория. Результаты исследований глинистых минералов сланцев пелитовых показали, что основными минералами, слагающими этот тип пород, являются гидрослюды политипов 1M и 2M₁, с преобладанием политипа 1M. Они характеризуются более высокой организацией структуры по сравнению с гидрослюдами политипа 1M. Об этом свидетельствует более совершенный, относительно узкий, утративший свою «диффузность» рефлекс 001. Асимметрия ветви рефлекса со стороны меньших углов, свидетельствующая о наличии в структуре разбухающих компонентов, выражена менее контрастно, хотя и отчетливо наблюдаема (рис. 13, 14). Изменения формы первого базального рефлекса находят свое отражение в величинах коэффициентов: коэффициент кристалличности увеличивается и варьирует в пределах 1,9-3,6, индекс кристалличности уменьшается и составляет от 10,5 до 4,5.

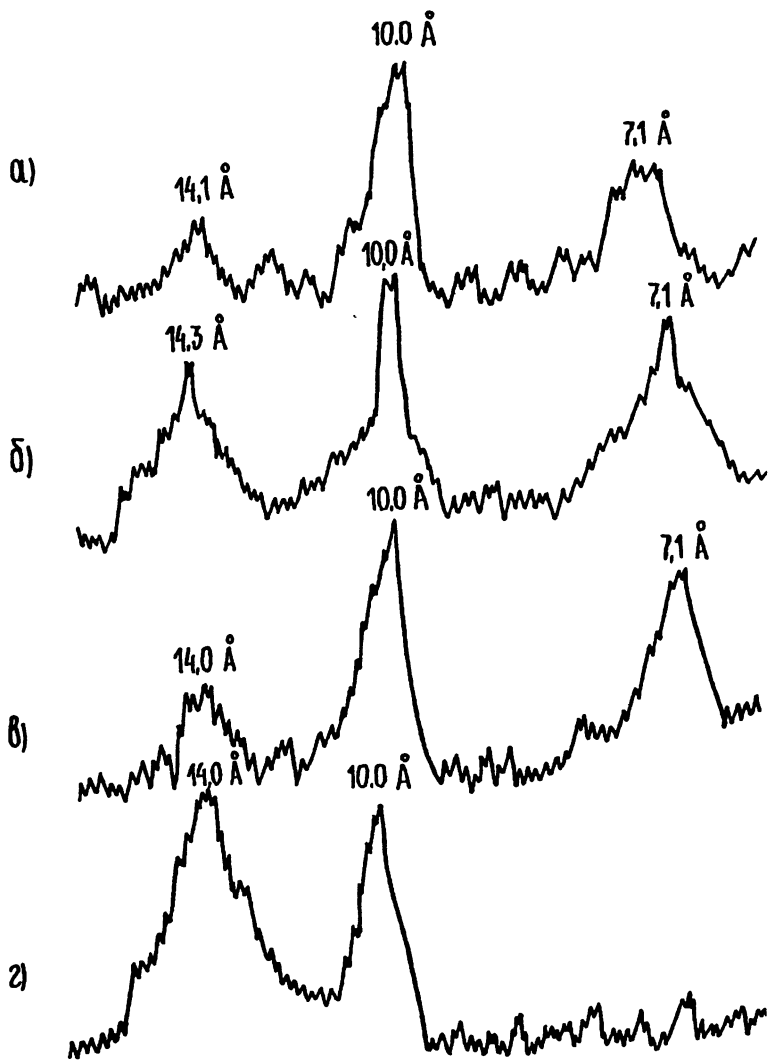


Рис. 13. Дифрактограмма сланца пелитового.
 Обр. 464-2, Р1а1, р. Ай (ж.-д. мост). Ассоциация минералов:
 гидрослюда 1М, 2М₁; хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

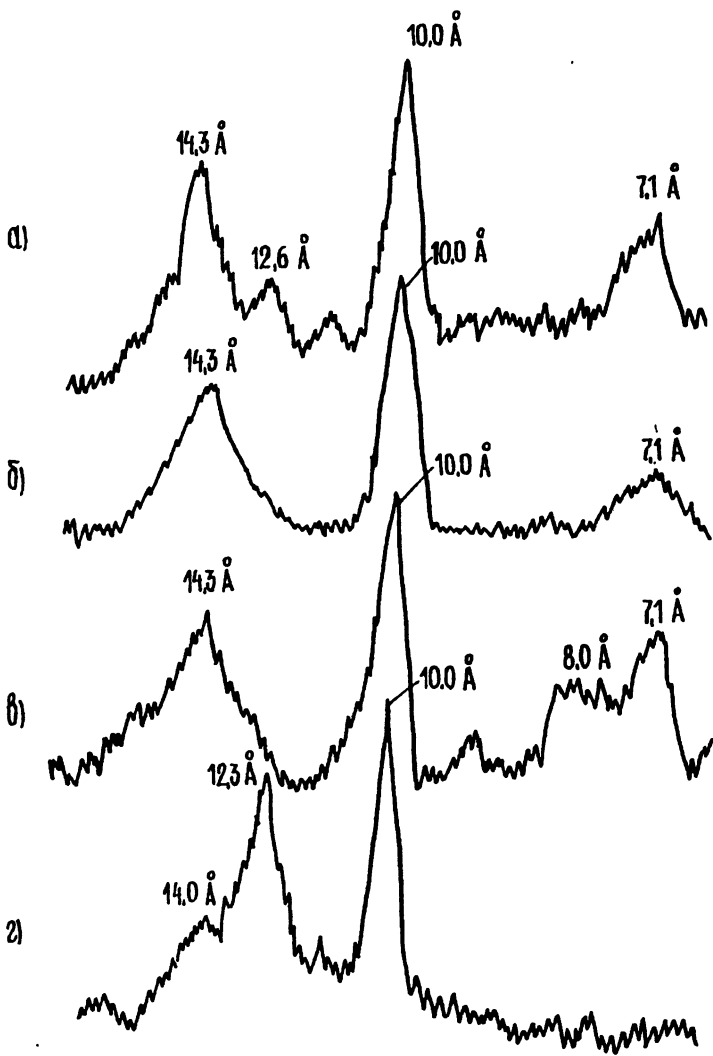


Рис. 14. Дифрактограмма сланца пелитового.

Обр. 468-3, R1zl, гора Миасс. Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, 2M₁, хлорит, смешанослойное образование хлорит-вермикулит. Условия съемки образца см. на рис. 10

В ассоциации с гидрослюдами отмечается хлорит, причем он может «встречаться» как вместе со смешанослойными образованиями типа хлорит-вермикулит, так и в виде самостоятельных минеральных фаз. Все хлориты сланцев пелитовых соответствуют политипу Пв ($\beta=97^\circ$).

Глинистые минералы сланцев филлитовидных рифейских отложений Башкирского мегантиклинория. Гидрослюды, являющиеся основной минеральной фазой филлитовидных сланцев по данным рентгеноструктурного анализа, относятся к двум политипным модификациям $2M_1$ и $1M$, с преобладанием $2M_1$ над $1M$. Структурные характеристики этих гидрослюд следующие: коэффициент кристалличности изменяется от 2,8 до 4,8; индекс кристалличности, варьирует от 4,5 до 9,0. Приведенные числовые величины геометрии рефлекса 001 свидетельствуют о высокой организации кристаллической решетки гидрослюд, что можно наблюдать, анализируя дифрактограммы филлитовидных сланцев (рис. 15, 16, 17). Первый базальный рефлекс гидрослюд отличается повышенной интенсивностью. Форма его совершенна: он длинный и узкий (о наличии какой-либо «диффузности» говорить не приходится), почти симметричен. Рефлекс обнаруживает слабую, низкую, не всегда явно видимую асимметрию ветви со стороны меньших углов. Вторым базальным рефлексом 5,0 А также хорошо организован. Это подтверждает высокую степень окристаллизованности гидрослюд. Кроме смеси гидрослюд политипов $1M_1$ и $2M_1$ заметной составной частью является серицит. Понятие серицит трактуется по-разному, имея сходный, но неоднозначный минералогический смысл. В данной работе термин серицит употребляется в трактовке А.И.Цветкова, который считает серицит тонкочешуйчатой разновидностью мусковита. Наряду с гидрослюдой рентгенографическими методами устанавливается и присутствие хлорита, политипа Пв ($\beta=97^\circ$). Хлорит чаще всего встречается самостоятельно. Тем не менее наличие небольшого количества смешанослойного образования типа хлорит - вермикулит нельзя назвать

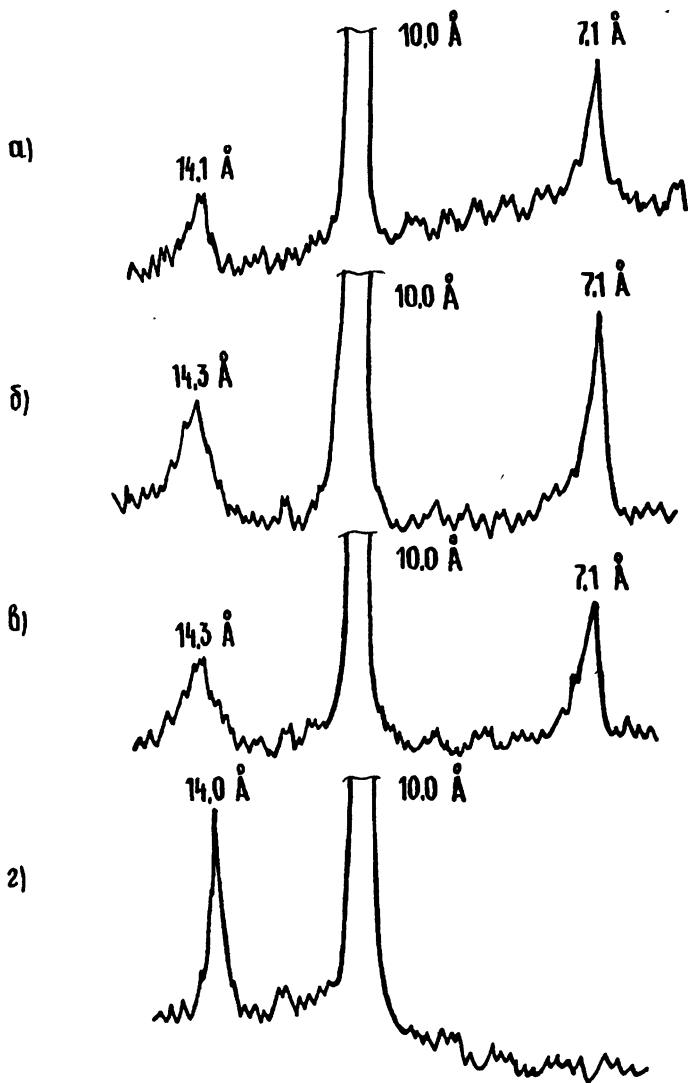


Рис 15. Дифрактограмма сланца филлитовидного.

Обр. 476-6, R₂ав, р.Катав. Ассоциация минералов: гидрослюда поли типов 1M, 2M₂ (2M₁>1M), хлорит, смешанослойное образование типа хлорит-вермикулит. Условия съемки образца см. на рис. 10.

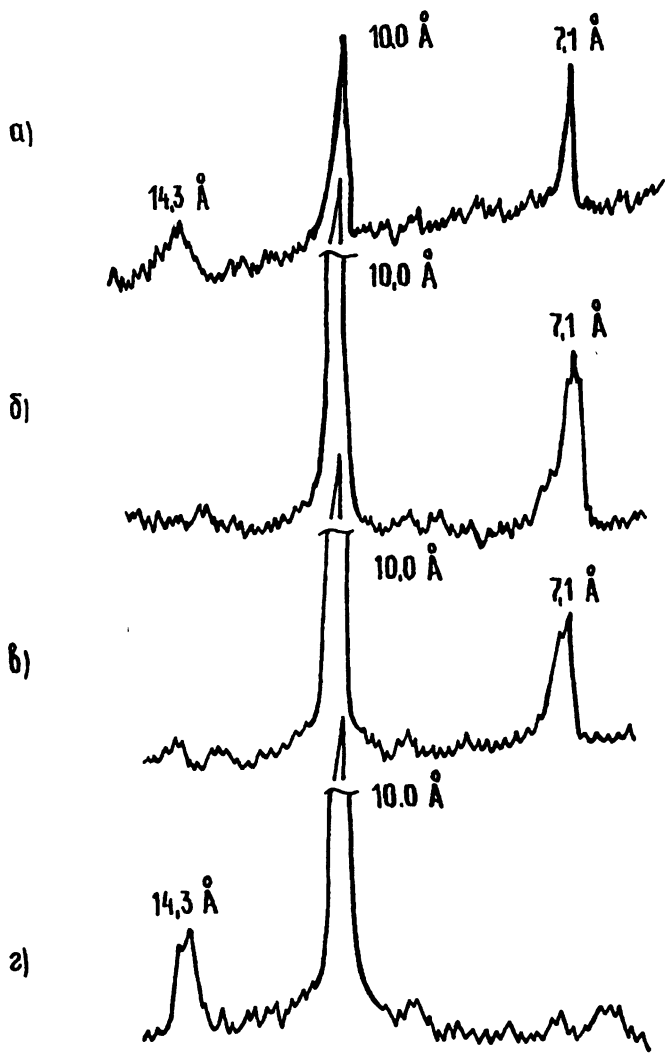


Рис. 16. Дифрактограмма сланца филлитовидного.

Обр. 479-2, R_{1b}, рудник Иркутскан (Бакальский район). Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, 2M₁, хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

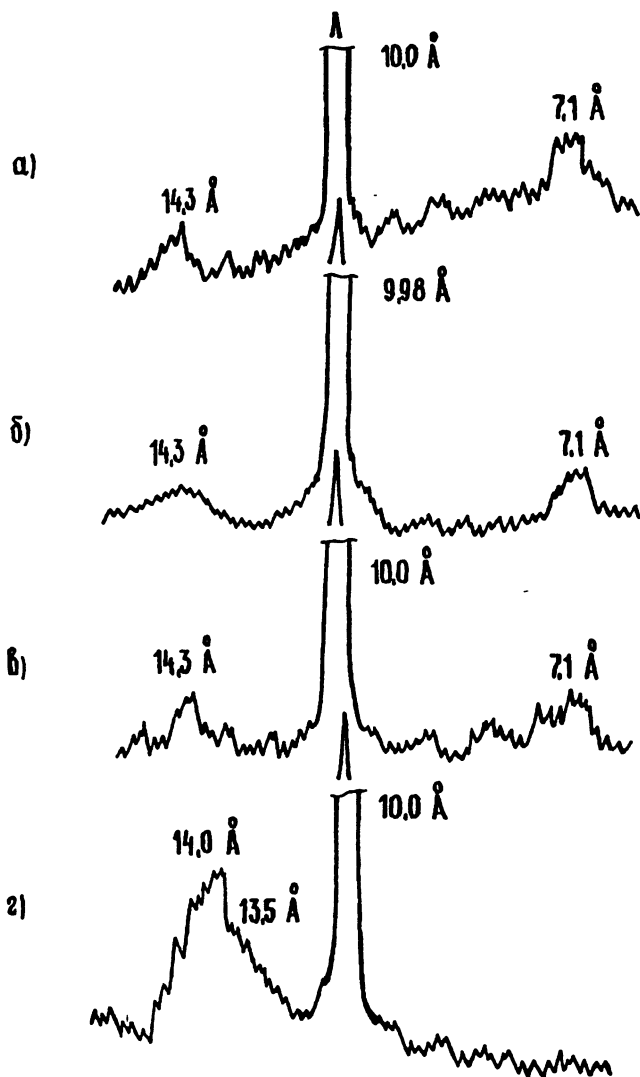


Рис. 17. Дифрактограмма сланца филлитовидного.

Обр. 249/Ка, R_{1b}, ж.-д. Бакал-Ельничный (Бакальский район). Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, 2M₁, хлорит, смешанно-слоистое образование хлорит-вермикулит. Условия съемки образца на рис. 10

исключительным. Других смешанослойных минералов в составе сланцев филлитовидных не обнаружено.

Глинистые минералы филлитов рифейских отложений Башкирского мегантиклинория. Филлиты сложены, в основном, слюдами политипа $2M_1$. В рифейском разрезе на изучаемой площади классических филлитов нет, т.к. породы слагаются не только мусковитом $2M_1$, но и, частично, серицитом $2M_1$. На дифрактограммах (рис. 18, 19) эти минералы диагностируются по рефлексам, характерным для слюд с наличием набора отражений, присущих только слюдам политипа $2M_1$. Форма рефлекса 001: его удлиненность, резкая островершинность, почти идеальная симметрия убеждают в совершенной организации кристаллической структуры минералов. Коэффициент кристалличности наименьшими значениями имеет 3,6, максимальными - 8,4; в среднем составляет 5,6; индекс кристалличности, находясь в пределах 1,8-7,0 представлен средней величиной 4,6.

В составе филлитов какой-либо другой минеральной фазы из глинистых минералов, кроме хлорита, политипа Iv ($\beta=97^\circ$) не обнаружено. Хлорит встречается только в "чистом" виде, без наличия хлорит-вермикулитовых смешанослойных образований. Результаты исследований глинистых минералов методами рентгенографического анализа приведены в таблице 2.

Анализ структурных коэффициентов гидрослюд. Коэффициент кристалличности и индекс кристалличности определялись в глинистых породах всех свит отложений рифея. Анализ изменений этих двух величин (рис. 20) указывает на то, что коэффициент кристалличности увеличивается, а индекс кристалличности убывает при прослеживании их от более молодых пород к более древним. Несмотря на общую тенденцию закономерно изменяется к низам разреза, обе характеристики подвержены значительным флуктуациям от свиты к свите, а кроме того, пределы изменений их в каждой отдельно взятой свите довольно значительны и перекрываются с пределами изменений близлежащих (выше и ниже) свит. Это свидетельствует о том, что при общем увеличении

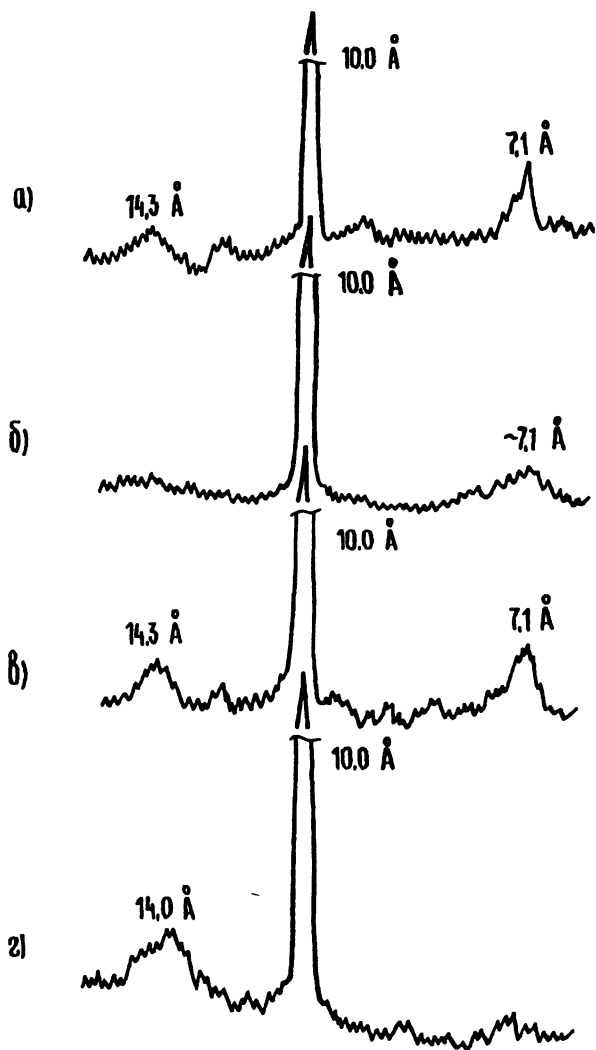


Рис. 18. Дифрактограмма филлита.

Обр. 263/Ка, R₁b, ж.-д. Бакал-Ельничный (Бакальский район).
 Ассоциация минералов: серицит, мусковит 2M₁, хлорит. Условия
 съемки образца см. на рис. 10

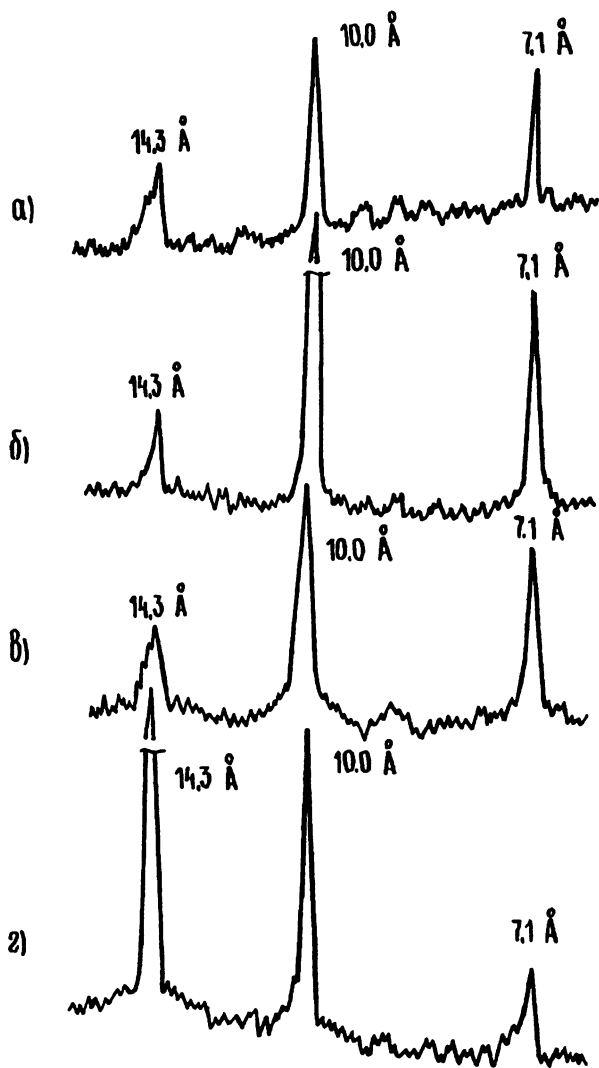


Рис. 19. Дифрактограмма филлита.

Обр. 481-2, R_{1st}, Карагайский рудник (Бакальский район). Ассоциация минералов: серицит, мусковит 2M₁, хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

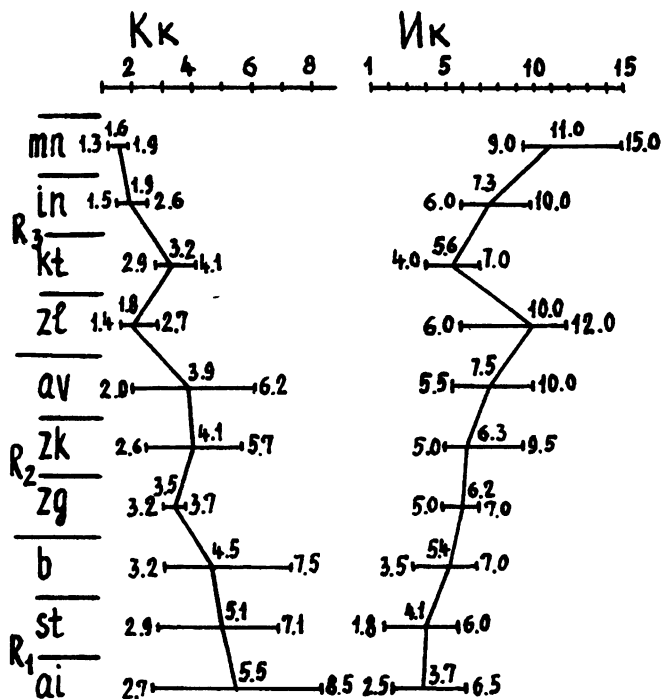


Рис. 20. Поведение коэффициента кристалличности (K_k) и индекса кристалличности (I_k) диоктаэдрических слюдястых минералов в глинистых породах рифейских отложений западного крыла Башкирского антиклинория.

R_1 - нижний рифей; R_2 - средний рифей; R_3 - верхний рифей. Свиты: *ai* - айская; *st* - саткинская; *b* - бакальская; *zg* - зигальгинская; *zk* - зигазино-комаровская; *av* - авзянская; *zl* - зильмердакская; *kt* - катавская; *in* - инзерская; *mn* - миньярская

степени постдиагенетических преобразований пород вниз по разрезу, внутри свит глинистые отложения могут быть изменены по-разному. Более интересным и результативным оказался не стратиграфический, а петрографический подход к прослеживанию изменений минералов группы гидрослюд (рис. 21).

**Исследование глинистых минералов в глинистых породах рифея
методами рентгенографического анализа**

Тип пород	Глинистые минералы, слагающие основную часть породы				
	Минеральные разновидности	Содержание, %	Соотношение политипов	Структурные характеристики	
				К _к	И _к
Микросланцы пелитовые	Гидрослюда	70	1М	1,6	9,2
Сланцы пелитовые	Гидрослюда, серицит	80	1М>2М ₁	2,6	7,3
Сланцы филлитовидные	Серицит, гидрослюда	85	2М ₁ >1М	3,8	6,0
Филлиты	Серицит, мусковит	83	2М ₁	5,6	4,6

Окончание таблицы 2

Тип пород	Наличие других глинистых минералов			
	Смешанослойные разновидности		Минералы группы хлорита	
	Минеральные разновидности	Содержание, %	Политип	Содержание, %
Микросланцы пелитовые	Гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит, хлорит-вермикулит	10-15	Пб (=97°)	15-20
Сланцы пелитовые	Хлорит-вермикулит	5-10		10-15
Сланцы филлитовидные	Реликты хлорита-вермикулита	0-5		10-15
Филлиты				17

К_к - коэффициент кристалличностиИ_к - индекс кристалличности

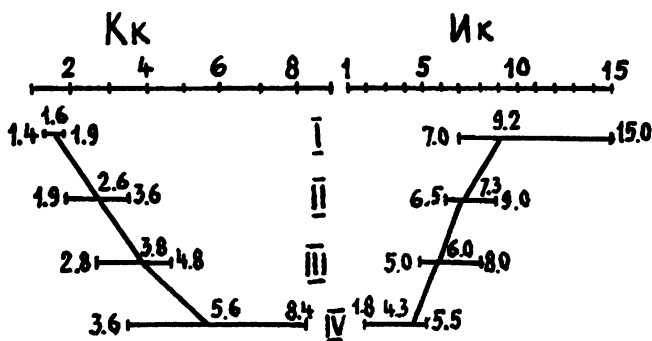


Рис. 21. Поведение коэффициента кристалличности (K_k) и индекса кристалличности (I_k) диоктаэдрических слюдистых минералов в петрографических типах глинистых пород рифейских отложений западного крыла Башкирского антиклинория.

I - микросланцы пелитовые; *II* - сланцы пелитовые; *III* - сланцы филлитовидные; *IV* - филлиты

Установлено, что каждый петрографический тип глинистых пород характеризуется набором диоктаэдрических слюдистых минералов, определенных политипов. Причем происходит закономерная смена низкотемпературных политипных модификаций на более высокотемпературные в ряду петрографических типов: микросланцы пелитовые - сланцы пелитовые - сланцы филлитовидные - филлиты. Коэффициент кристалличности гидрослюдов в этом ряду увеличивается почти с одним градиентом. Индекс кристалличности стабилизирован в меньшей степени, но он закономерно убывает в выстроенном ряду петрографических типов.

Между этими двумя величинами существует явно выраженная обратно-пропорциональная зависимость (рис. 22), доказывая тем самым, что они взаимосвязаны и характеризуют один и тот же процесс - процесс совер-

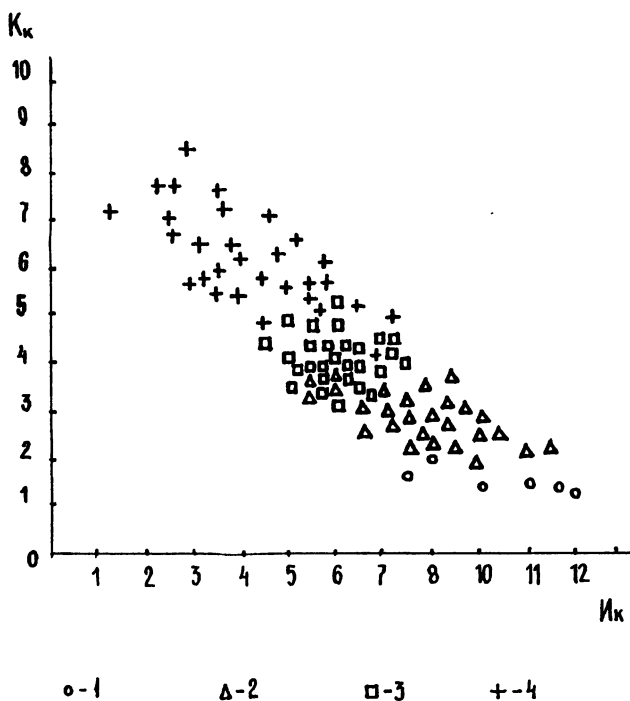


Рис. 22. Зависимость между коэффициентом кристалличности (K_k) и индексом кристалличности (I_k) диоктаэдрических минералов в глинистых породах рифея.

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

шенствования кристаллической решетки гидрослюд в ходе постседиментационного преобразования пород.

Глинистые минералы в осадочных породах чехла Русской платформы. Изученные глинистые породы палеозойского чехла Русской платформы интересны тем, что представлены разностями, измененными в меньшей

степени, нежели глинистые образования рифея Башкирского мегантиклинория.

Глинистые минералы скв. Ярская-1. Петрографически в разрезе скважины выделены два типа глинистых пород - глины и аргиллиты. Глины были обнаружены только в этой скважине. Вещественный состав изучаемых пород представлен широкой гаммой различных минералов. Из глинистых стабильностью распространения выделяются монтмориллонит, слюдоподобный минерал, содержащий значительное количество разбухающих слоев и хлорит (рис. 23, 24). Первый базальный рефлекс слюдоподобного минерала, регистрируемый около 10-11 А, характеризуется крайней диффузностью. Зачастую он настолько широк, плохо организован и диффузен, что возможность определения значений структурных коэффициентов представлялась крайне проблематичной.

Значения коэффициента кристалличности 1,18-1,36 - индекса кристалличности - 7,0-16,0. В глинах регистрируются два типа смешанослойных образований: гидрослюда - монтмориллонит и гидрослюда - хлорит, которые отмечаются спорадически и по содержанию значительно уступают минералам, их образующим. Среди других минералов отмечаются кальцит, доломит, гипс, ангидрит, примесь кварца и полевого шпата, анальцим.

Состав глинистых минералов аргиллитов несколько отличен от глин (рис. 25, 26). Прежде всего, обращает внимание исчезновение и полное отсутствие монтмориллонита и резкое увеличение смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда-хлорит. Хлорит пользуется не повсеместным распространением, отсутствуя в низах разреза. Присутствие каолинита отмечается редко. Слюдоподобный минерал идентифицируется как гидрослюда политипа 1М. В изменении первого базального рефлекса гидрослюд можно отметить следующее: он становится более оформленным, образуя невысокий пик около 10 А в воздушно-сухом состоянии, расплывается в широкое поле после насыщения этиленгликолем и несколько сужается при

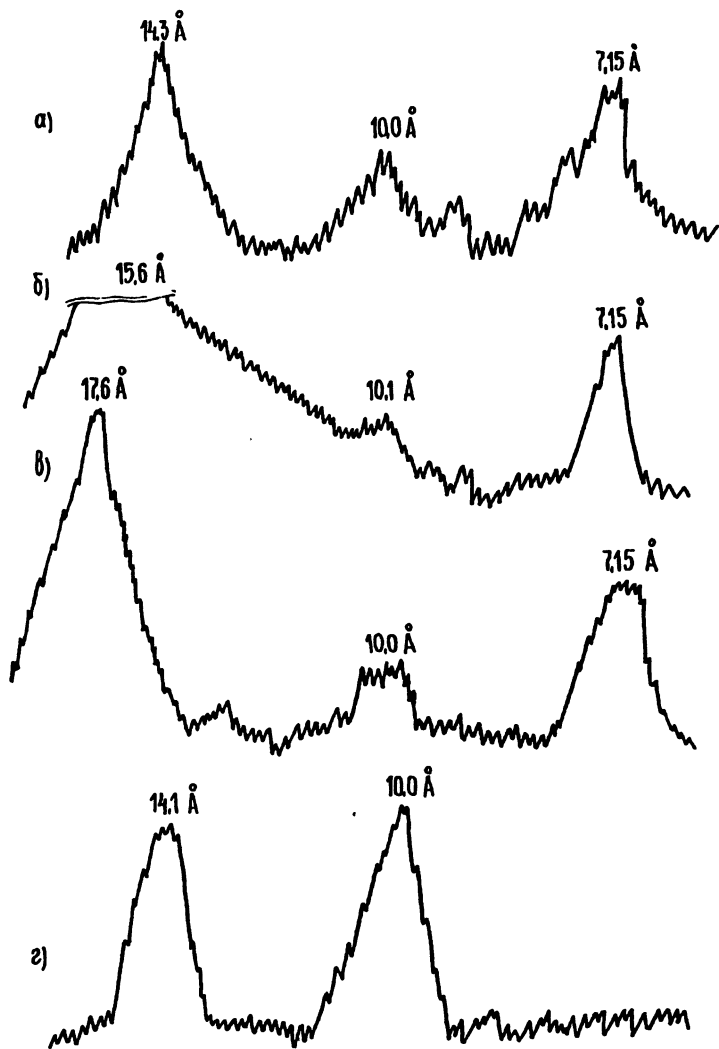


Рис. 23. Дифрактограмма глины.

Обр. 59, P₂, скв. Ярская - 1. Ассоциация минералов: слюдоподобный минерал, монтмориллонит, хлорит. Условия съемки см. на рис. 10

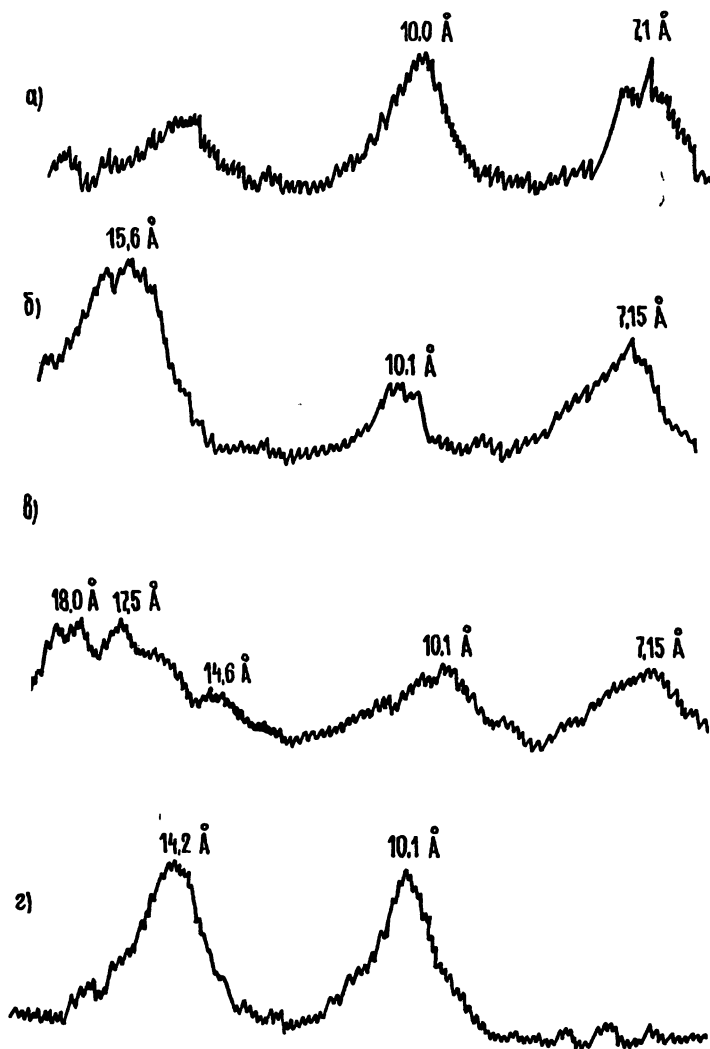


Рис. 24. Дифрактограмма глины.

Обр. 60, P₂, скв. Ярская - 1. Ассоциация минералов: слюдоподобный минерал, монтмориллонит, хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

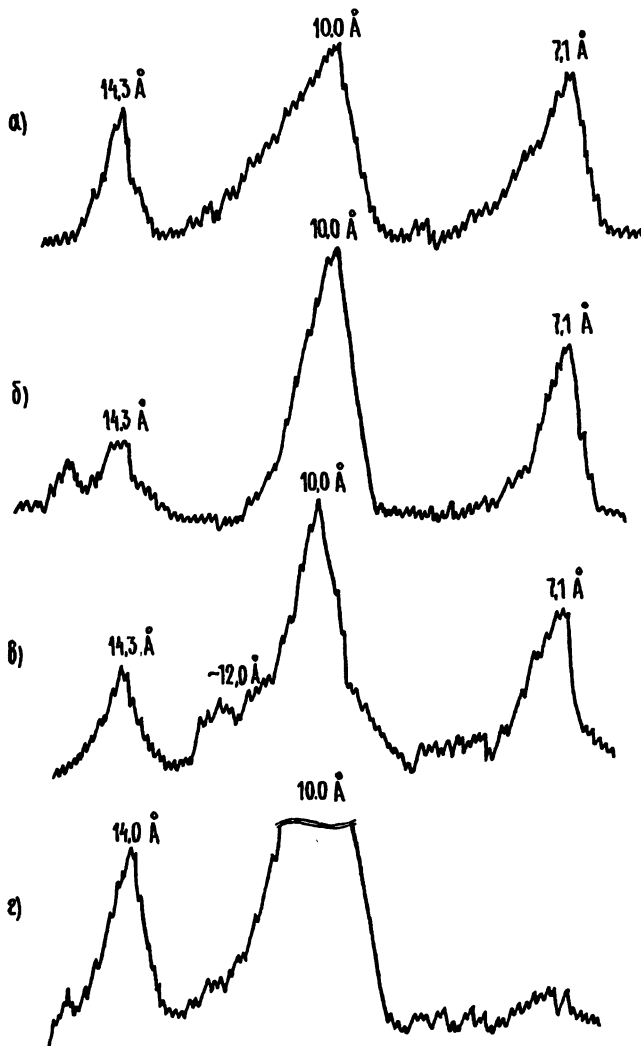


Рис. 25. Дифрактограмма аргиллита.

Обр. 153/21, С₂, скв. Ярская -1. Ассоциация глинистых минералов: гидрослюда 1М, хлорит, смешанослойное образование гидрослюда-хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

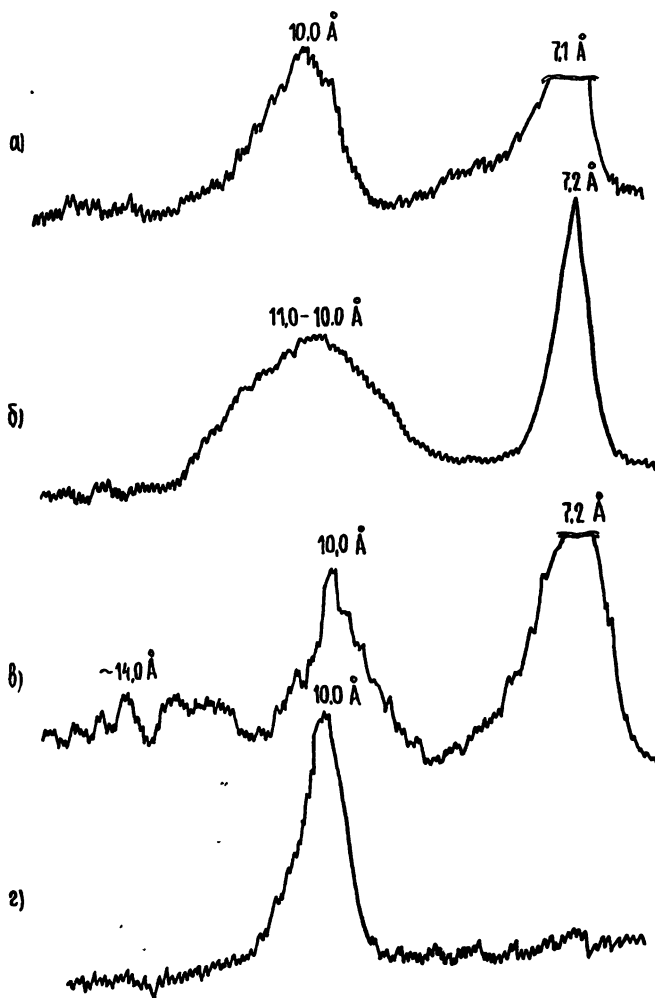


Рис. 26. Дифрактограмма аргиллита.

Обр. 295/316, С₁, скв. Ярская - 1. Ассоциация глинистых минералов: гидрослюда 1М, каолинит, хлорит, смешанослойное образование гидрослюда-монтмориллонит. Условия съемки образца см. на рис. 10

прокаливания. Коэффициенты кристалличности, измеренные в гидрослюдах образцов скв. Ярская-1, составляют 1,18-1,54; значения индекса кристалличности - 16,0-22,0 (рис. 27). Отличие минерального состава аргиллитов от глин заключается и в том, что кальцит и доломит в этом типе пород не пользуется таким широким распространением как в глинах, гипс и ангидрит - отсутствуют, но обнаруживаются гематит и пирит.

Глинистые минералы скв. Сарапульская-2. Петрографически глинистые породы этой скважины были разделены на 2 типа: аргиллиты и микросланцы пелитовые. Аргиллиты характеризуются следующим набором глинистых минералов: хлорит, гидрослюда, монтмориллонит и смешанослойное образование гидрослюда-монтмориллонит (рис. 28). Коэффициент кристалличности в этом типе пород крайне невысок - 1,20-1,48; индекс кристалличности, наоборот, высок и составляет от 16,0 до 18,0. Кроме глинистых минералов были обнаружены кальцит, доломит, сидерит, кварц, пирит и полевые шпаты.

Микросланцы пелитовые несколько отличаются от аргиллитов своим составом (рис. 29). Прежде всего это касается минералов группы гидрослюды, среди которых регистрируется гидрослюда политипа 1М с наличием небольшого количества политипа 2М₁, в связи с чем значения коэффициента кристалличности увеличивается до 1,97-2,00, индекс кристалличности уменьшается до 12,2-14,0. Изменение геометрии рефлекса 001 гидрослюды 1М в отложениях скв. Сарапульская-2 показаны на рисунке 30. Из смешанослойных минералов обнаруживается единственная разновидность переслаивания, определяемая как «смешанослойное образование с хлоритовыми слоями». Аутигенные кальцит, доломит, сидерит в обоих типах пород встречается спорадически.

Глинистые минералы скв. Тимано-Печорская. Глинистые породы этой скважины были разделены на два типа: аргиллиты и микросланцы. Аргиллиты характеризуются следующим набором глинистых минералов: гидрослюда политипа 1М, хлорит, монтмориллонит (рис. 31). Монтмориллонит в качестве самостоятельной фазы

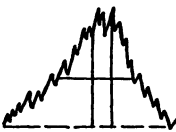

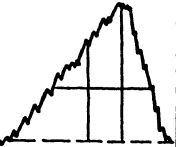
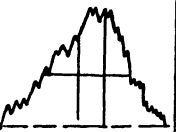
№ ОБРАЗЦА	ТИП ПОРОДЫ	ГЛУБИНА, м	ГЕОМЕТРИЯ РЕФЛЕКСА 001	K _к	I _к
59	ГЛИНА	96-180		1,18	20,0
65	ГЛИНА	714-732		1,25	16,0
190/28	АРГИЛЛИТ	1482-1490		1,47	22,0
205/31 ^а	АРГИЛЛИТ	1692-1702		1,54	18,0

Рис. 27. Эволюция геометрии первого базального рефлекса гидрослюда в глинистых породах скв. Ярская - 1

встречается редко, только в отложениях фаменского яруса, в верхней части разреза до глубины 1904 м (обр. 462), чаще всего в составе смешанослойного образования гидрослюда-монтмориллонит. Из других смешанослойных минералов регистрируется смешанослойное образование гидрослюда-хлорит. Средний коэффициент кристал-

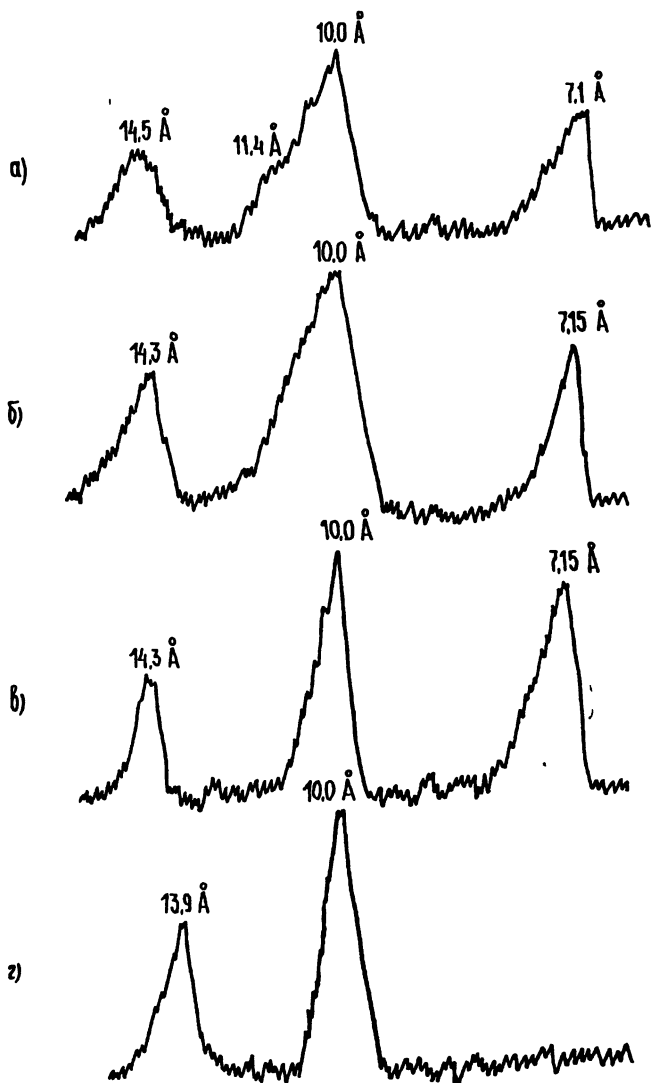


Рис. 28. Дифрактограмма аргиллита.

Обр. 78/4а, С₂, скв. Сарапульская -2. Ассоциация глинистых минералов: гидрослюда 1М, хлорит, смешанослойное образование гидрослюда-монтмориллонит. Условия съемки см. на рис. 10

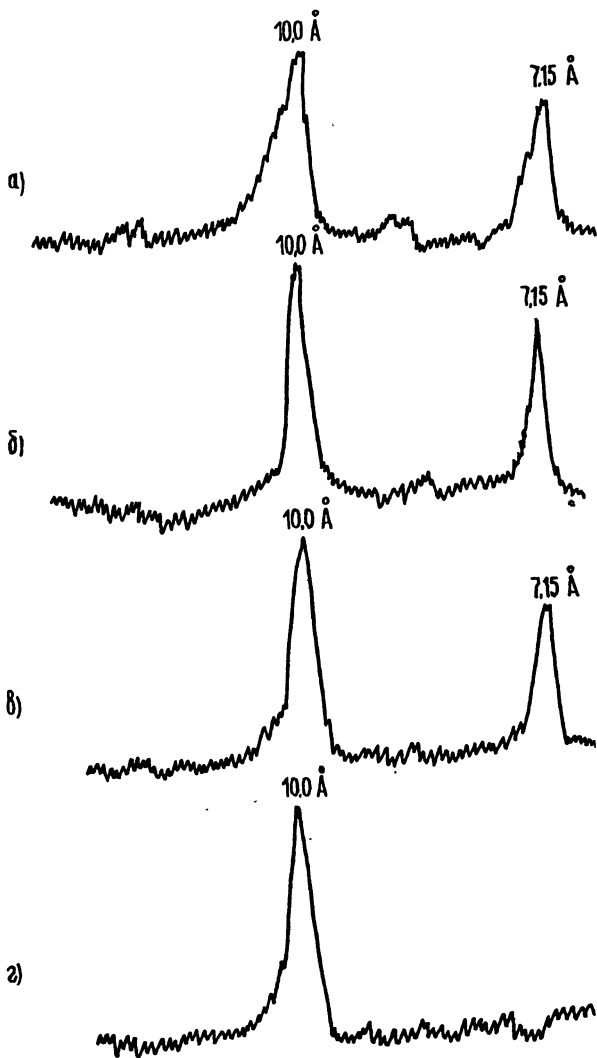


Рис. 29. Дифрактограмма микросланца пелитового.
 Обр. 206/12а, R₃, скв. Сарапульская - 2. Ассоциация минералов:
 гидрослюда 1M, каолинит. Условия съемки образца см. на рис. 10

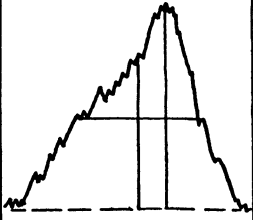
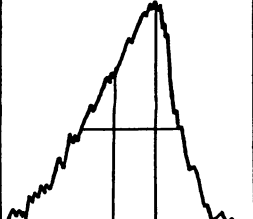
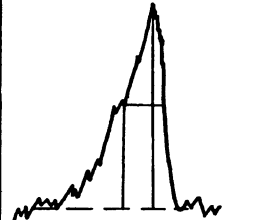
№ ОБРАЗЦА	ТИП ПОРОДЫ	ГЛУБИНА, М	ГЕОМЕТРИЯ РЕФЛЕКСА 001	K_k	I_k
172/10	АРГИЛЛИТ	1874-1878		1,2	18,0
173/10	АРГИЛЛИТ	1874-1878		1,27	18,0
206/12 ⁶	МИКРОСЛАНЕЦ	1975-1983		1,97	12,2

Рис. 30. Изменение геометрии рефлекса 001 гидрослюды 1М в отложениях, вскрытых скв. Сарапульская - 2

личности гидрослюды в аргиллите - 1,11, индекс кристалличности - 15,0.

Микросланцы пелитовые несколько отличны по своему минеральному составу от аргиллитов (рис. 32). В этом петрографическом типе надежно диагностируется

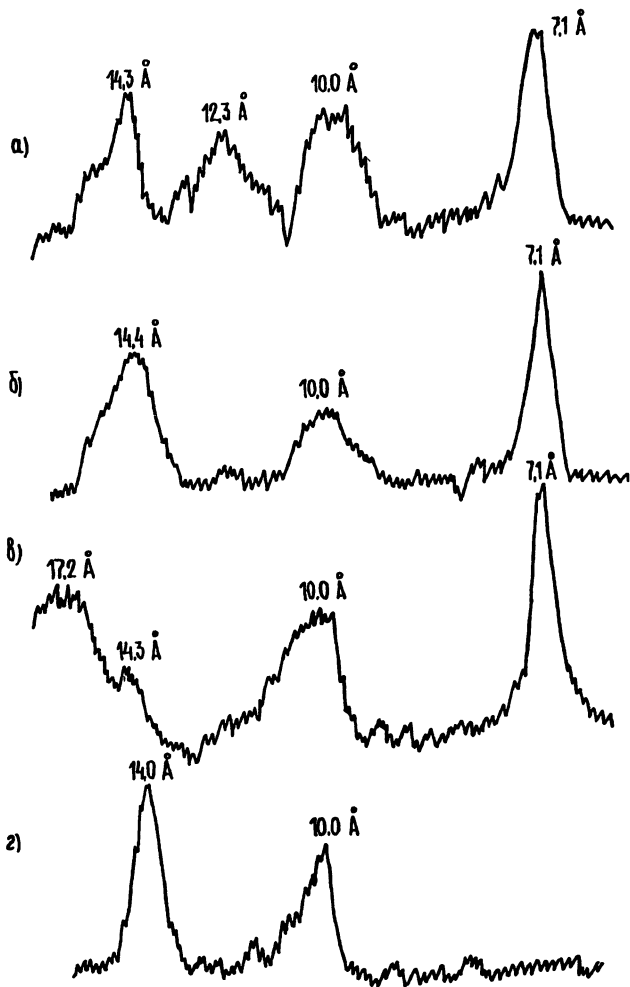


Рис. 31. Дифрактограмма аргиллита.

Обр. 24, Дз, скв. Тимано-Печорская. Ассоциация минералов: гидрослюда 1М, хлорит, монтмориллонит, смешанослойное образование гидрослюда-монтмориллонит. Условия съемки образца см. на рис. 10

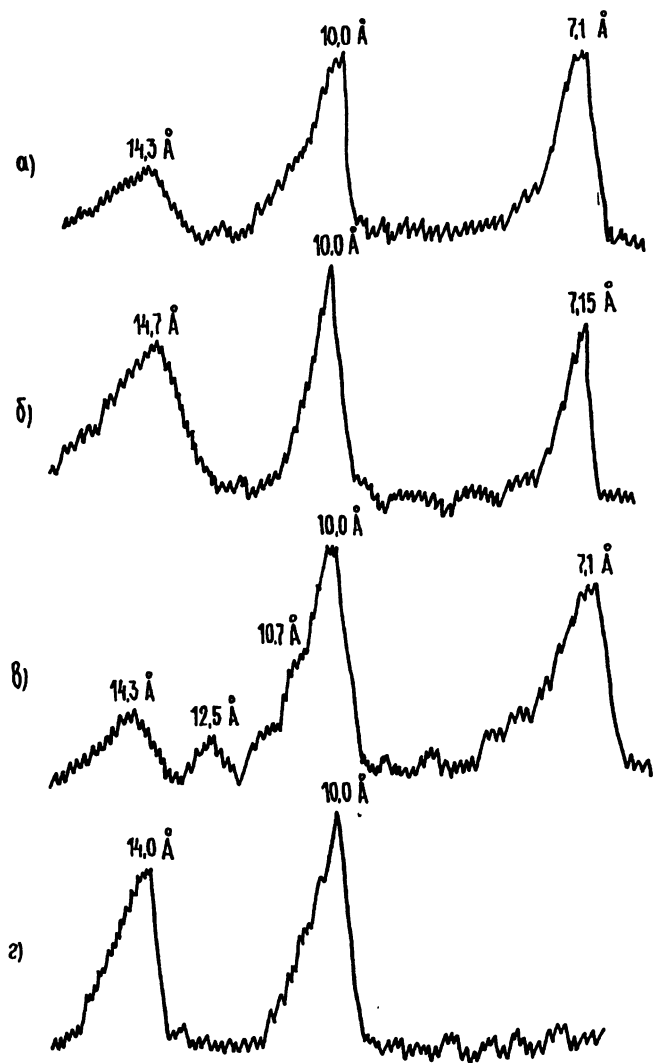


Рис. 32. Дифрактограмма микросланца пелитового.
 Обр. 1165, D₃, скв. Тимано-Печорская. Ассоциация минералов: гидрослюда 1М, хлорит, каолинит. Условия съемки образца см. на рис. 10

наличие гидрослюда политипа 1М, а в нижних частях разреза (эйфель и живет) встречается даже примесь серицитоподобных слюдистых образований политипа 2М₁ (обр. 575, 922). Присутствует хлорит. Смешанослойные образования представлены одним типом - гидрослюда-хлорит. Своеобразно поведение каолинита: обнаруженный в аргиллитах он диагностируется на дифрактограммах совершенно определенно, в микросланцах пелитовых - весьма нечетко из-за размытости рефлексов. В микросланцах пелитовых коэффициенты кристалличности гидрослюды изменяются от 1,4 до 2,1, индекс кристалличности - от 13,0 до 5,0. Характерной особенностью является их неравномерное изменение с глубиной. В различных образцах независимо от глубины глинистые минералы распространены в различных соотношениях. В тех случаях, когда обнаруживается повышенное содержание смешанослойных образований, коэффициент уменьшается, индекс кристалличности увеличивается, что свидетельствует о повышенной гидратированности слюдистых образований. Значения коэффициентов вследствие этого подвержены значительным флуктуациям, но тем не менее остаются низкими (рис. 33).

Глинистые минералы скв. Колвинская-1. Все изученные породы этой скважины относятся к одному петрографическому типу - микросланцам пелитовым. Минеральный состав их относительно стабилен на протяжении всего анализируемого разреза скважины. Среди глинистых минералов отмечаются: гидрослюда политипа 1М, хлорит, в виде незначительной примеси может присутствовать каолинит, смешанослойные образования двух типов: гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда-хлорит. Характерной особенностью пород скважины является то, что смешанослойные образования имеют резко подчиненное значение среди глинистых минералов. Они встречаются редко и в незначительных количествах. Дифрактограммы микросланцев пелитовых показаны на (рис. 34, 35). Коэффициент кристалличности имеет, в основном, невысокие значения 1,6-2,0, индекс кри-

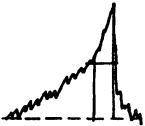
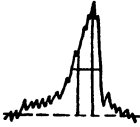
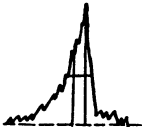
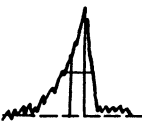
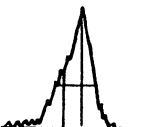
№ ОБРАЗЦА	ТИП ПОРОДЫ	ГЛУБИНА, м	ГЕОМЕТРИЯ РЕФЛЕКСА 001	K_k	I_k
790	МИКРОСЛАНЕЦ	2562		1,40	7,0
819	МИКРОСЛАНЕЦ	3138		1,53	8,0
980	МИКРОСЛАНЕЦ	3623		1,69	8,9
50	МИКРОСЛАНЕЦ	4331-4335		1,56	8,0
922	МИКРОСЛАНЕЦ	5215-5218		1,50	11,0

Рис. 33. Изменение геометрии рефлекса 001 гидрослоды в отложениях Тимано-Печорской скважины

сталличности - несколько повышенные 9,0-17,0 (рис. 36). Единственный образец 1014 обнаруживает аномальные значения коэффициентов $K_k=4,5$, $I_k=5,0$, что объясняется воздействием расположенной рядом дайки долеритов.

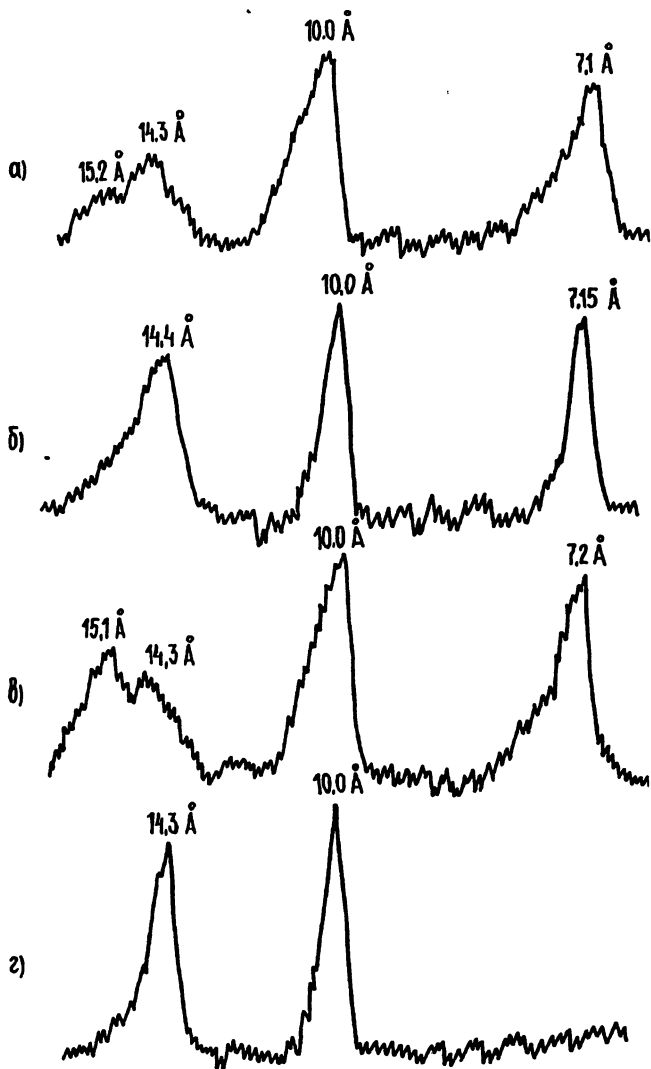


Рис. 34. Дифрактограмма микросланца пелитового.
 Обр. 1014, D₁, скв. Колвинская -1. Ассоциация минералов:
 гидрослюда 1М, хлорит, каолинит, смешанослойное образование.
 Условия съемки образца см. на рис. 10

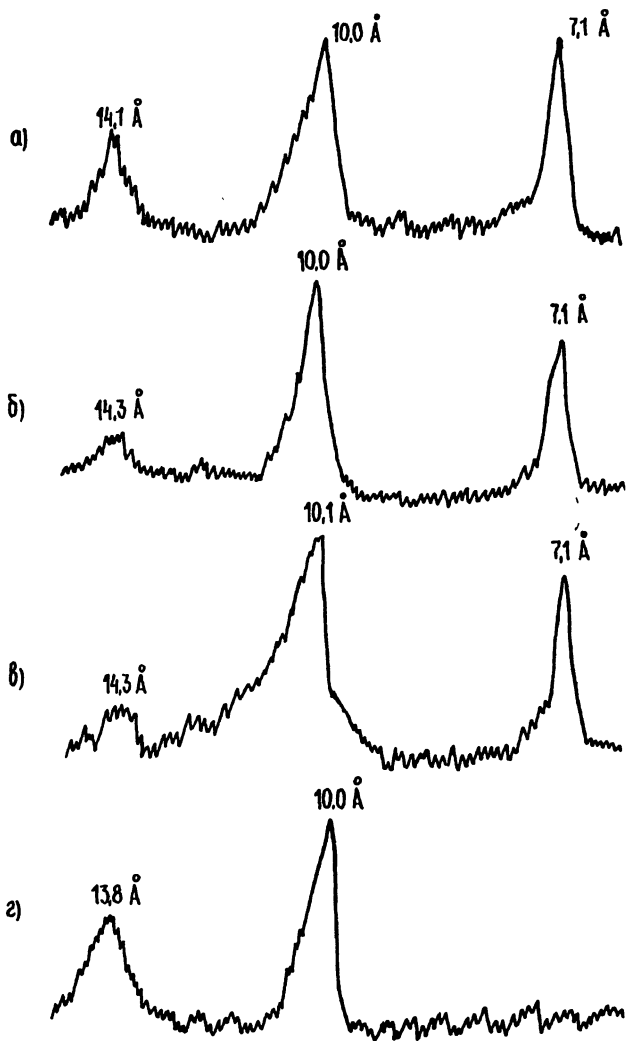


Рис. 35. Дифрактограмма микросланца пелитового.
 Обр. 3244, S₂, скв. Колвинская - 1. Ассоциация минералов:
 гидрослюда 1М, хлорит. Условия съемки образца см. на рис. 10

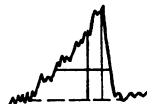
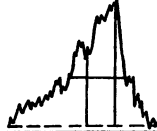
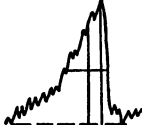
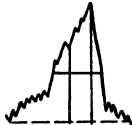
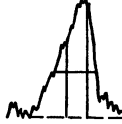
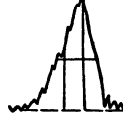
№ ОБРАЗЦА	ТИП ПОРОДЫ	ГЛУБИНА, М	ГЕОМЕТРИЯ РЕФЛЕКСА 001	K _к	I _к
206	МИКРОСЛАНЕЦ	4089-4096		1,6	14,0
1592	МИКРОСЛАНЕЦ	4946-4957		1,8	15,0
1793	МИКРОСЛАНЕЦ	5065-5075		1,5	17,0
1850	МИКРОСЛАНЕЦ	5089-5096		1,6	16,0
2600	МИКРОСЛАНЕЦ	5511-5518		1,9	11,0
3244	МИКРОСЛАНЕЦ	6034-6044		2,0	9,0

Рис. 36. Изменение геометрии рефлекса 001 гидрослюды 1М в отложениях, вскрытых скв. Колвинская - 1

Характеристика пород и минеральных ассоциаций в осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория и Русской платформы. Анализ рентгенографических исследований глинистых пород Башкирского мегантиклинория и скважин, пробуренных в чехле Русской платформы, позволяет сделать некоторые выводы относительно разделения пород на петрографические типы. Рентгеногра-

фический анализ с достаточной степенью точности предполагает ограничить каждый петрографический тип определенной минеральной ассоциацией. Это дает основание предложить сводные характеристики состава петрографических типов глинистых пород, представленных в осадочных отложениях Русской платформы (табл. 3). Этот же факт позволяет достроить ряд глинистых пород Башкирского мегантиклинория, дополнив его глинами и аргиллитами. Характеристика состава петрографических типов в ряду глины-филлиты представлена в таблице 4. Каждый член ряда характеризуется своим набором глинистых минералов. Наиболее значимой и информативной выступает группа минералов гидрослюды, которая характеризуется закономерной сменой минеральных разновидностей и их политипных модификаций. Эволюция минеральных переходов подтверждается числовыми значениями коэффициентов (рис. 37, 38). Изменение геометрии рефлекса 001 диоктаэдрических слюдистых минералов в ряду: глины - аргиллиты показано на рисунке 39. Смешанослойные образования и их содержания в породе интересны самим фактом своего присутствия. Они встречаются почти во всех петрографических типах, кроме филлитов. В глинах присутствуют смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда-хлорит. В аргиллитах устанавливается «пик» их развития, здесь обнаруживаются смешанослойные образования с различным сочетанием слоев. Микросланцы пелитовые могут не уступать аргиллитам по количеству смешанослойных минералов, зато значительно уступают по их содержанию в породе. В сланцах пелитовых и в сланцах филлитовидных регистрируются смешанослойные образования с хлоритовым компонентом. Необходимо отметить, что при увеличении степени постдиagenетических изменений уменьшается количество и упрощается состав смешанослойных образований. Хлорит присутствует во всех типах пород. Каолинит встречается в глинах, аргиллитах и микросланцах Русской платформы.

**Характеристика минерального состава глинистых пород
востока Русской платформы**

Петрографические типы	Минералы группы гидрослюда			Минералы группы смектита	Смешанослойные образования	Другие тонкодисперсные - силикаты
	Название минерала	Структурные характеристики				
		К _к	И _к			
Глины	Слюдоподобный минерал с большим содержанием разбухающих слоев	1,35	20,0	Монтмориллонит	Гидрослюда-монтмориллонит	Хлорит, каолинит
Аргиллиты	Гидрослюда 1Md с большим содержанием разбухающих слоев	1,45	17,8		Гидрослюда-хлорит	
Микросланцы пелитовые	Гидрослюда 1M	1,75	10,5		Реликты монтмориллонита	

И_к - коэффициент кристалличности (средние значения).

И_к - индекс кристалличности (средние значения)

Термическая характеристика глинистых минералов

Комплексное изучение глинистых минералов предполагало термическое исследование, как для подтверждения диагностики минералов, так и для выявления их некоторых характеристических особенностей. Результаты исследований приводятся ниже:

Термическая характеристика глинистых минералов Башкирского мегантиклинория. Изуче-

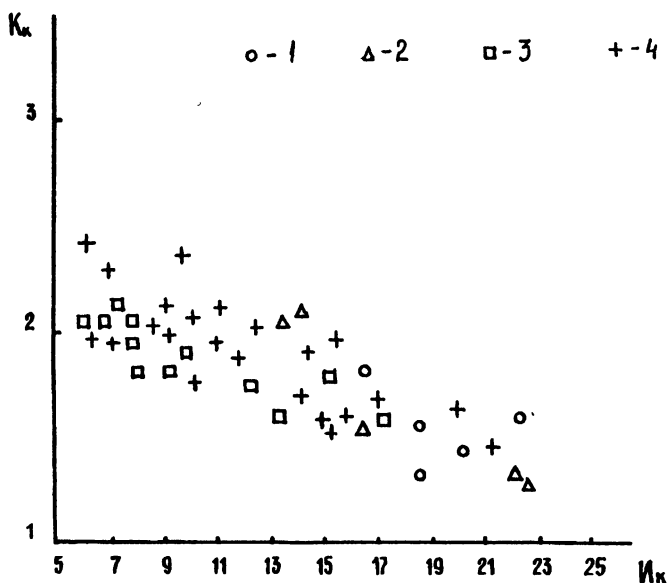


Рис. 37. Зависимость между коэффициентом кристалличности (K_k) и индексом кристалличности (I_k) в диоктаэдрических слоистых минералах глинистых отложений скважин: Ярская - 1 (1), Сарапульская - 2 (2), Тимано-Печорская (3), Колвинская - 1 (4)

ние характера дериватограмм с привлечением данных по рентгенографическому анализу позволяет дать термическую характеристику глинистых пород и глинистых минералов, слагающих породы рифея. Первый эндотермический эффект на кривых нагревания (рис. 40-43) регистрируется в области 100-130°C, при потерях в массе от 0,4 до 0,8%, он характерен, как правило, для гидрослюд, но может быть усилен наличием смешанослойных образований хлорит-вермикулит и гидрослюда-монтмориллонит. Далее, в интервале температур 200 - 460°C

Таблица 4

Характеристика состава глинистых пород осадочных последовательностей востока Русской платформы и Башкирского мегантиклинория

Тип пород	Глинистые минералы, слагающие основную часть породы	Соотношение политипов	Структурные характеристики	
			K_k	I_k
Глины	Слодоподобный минерал	1Md	1,35	20,0
Аргиллиты	Гидрослода	1Md, 1M	1,50	15,0
Микросланцы пелитовые	Гидрослода	1M	2,00	9,4
Сланцы пелитовые	Гидрослода, серицит	1M>2M ₁	2,6	7,3
Сланцы филлитовидные	Серицит, гидрослода	2M ₁ >1M	3,8	6,0
Филлиты	Мусковит, серицит	2M ₁	5,6	4,6

Окончание таблицы 4

Тип пород	Наличие других глинистых минералов			
	Группа хлорита	Группа смектита	Группа каолинита	Смешанослойные образования
Глины	Fe-хлорит	Монтмориллонит	Каолинит	Смешанослойные образования различных типов
Аргиллиты				
Микросланцы пелитовые		Монтмориллонит в составе c/c/o		
Сланцы пелитовые		-	Возможны реликты каолинита	C/c/o с хлоритовыми слоями
Сланцы филлитовидные		-	-	Реликты c/c/o с хлоритовыми слоями
Филлиты		-	-	-

K_k - коэффициент кристалличности; I_k - индекс кристалличности; c/c/o - смешанослойное образование

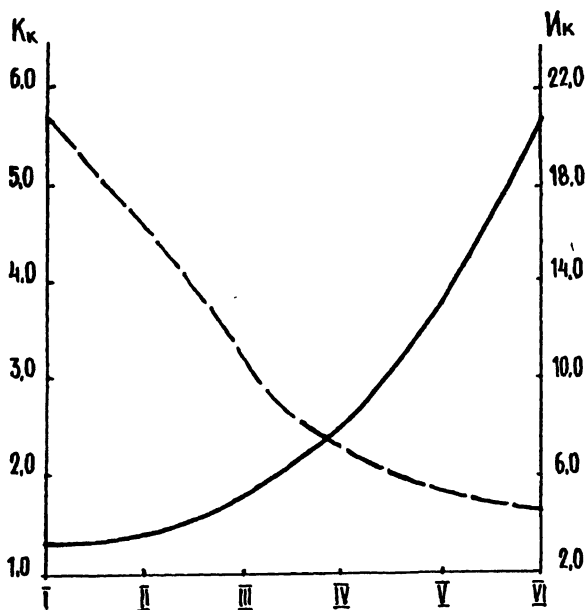


Рис. 38. Изменение коэффициента кристалличности (K_k) и индекса кристалличности (I_k) диоктаэдрических слюдястых минералов в ряду пород: глины - филлиты.

I - глины; *II* - аргиллиты; *III* - микросланцы пелитовые; *IV* - сланцы пелитовые; *V* - сланцы филлитовидные; *VI* - филлиты

при плавном повышении ДТА, кривая ДТГ регистрирует от 0,1 до 0,4% потерь массы. Наличие в указанном интервале двух небольших эффектов: 190-135°C и 290-350°C позволяет диагностировать присутствие смешанослойных образований типа хлорит-вермикулит, гидрослюда-монтмориллонит. Следующим и самым большим по интенсивности эндотермическим эффектом является эффект 500-800°C. Эта область температур характерна для проявления эндоэффектов гидрослюд и хлоритов. Определить границы интервалов эндоэффектов, прису-

№ ОБРАЗЦА	МЕСТО ВЗЯТИЯ	ГЛУБИНА, м	ВОЗРАСТ ГЕОЛОГИЧ.	ТИП ПОРОДЫ	ГЕОМЕТРИЯ РЕФЛЕКСА 001	K _к	I _к
59	скв. ЯРСКАЯ-1	96-180	P ₂	ГЛИНА		118	20.0
205/31 ^а	скв. ЯРСКАЯ-1	1692-1702	C ₁	АРТМИЛЛ		1.54	18.0
469-7	р. СИМ	ОБНАЖЕНИЕ	R ₃ ZL	МИКРОСЛАНЕЦ		1.5	10.0
468-3	г. М. Ильяс	ОБНАЖЕНИЕ	R ₁ ai	СЛАНЕЦ ПЕЛТОВЫЙ		2.9	6.0
260/Ka	Ж.Д. БАКАА-ЕЛЬНИЧНЫЙ	ОБНАЖЕНИЕ	R ₁ b	СЛАНЕЦ ФАЛТОВАТЫЙ		4.4	5.5
278/Ka	г. ЕРОКИНА	ОБНАЖЕНИЕ	R ₁ ai	ФИЛЛИТ		8.5	3.0

Рис. 39. Изменение геометрии рефлекса 001 диоктаэдрических слоистых минералов в ряду глины - филлиты

щих конкретным минералам, представлялось иногда весьма проблематичным, однако, выделить экстремумы эндоэффектов возможно было всегда и надежно. Потери в массе в указанном температурном промежутке составляли от 2 до 5%. Регистрация последних, часто S-об-

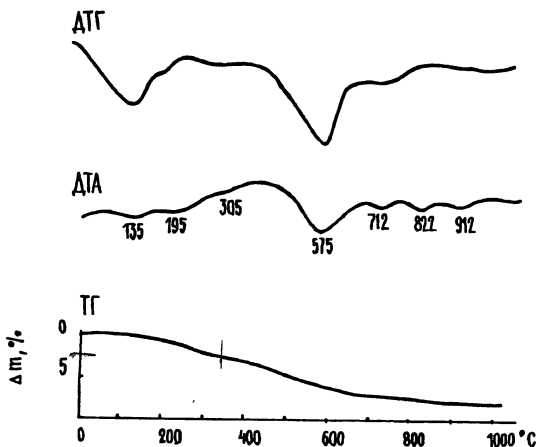


Рис. 40. Дериватограмма микросланца пелитового.

Обр. 474-3, R_{31n}, ст. Минка. Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, хлорит, смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит

разных эффектов, при 900-1000°C связана с наличием серицита и мусковита, иногда монтмориллонита. Потери в массе при этом равнялись 0,3-0,8%. Поведение кривой ДТА при нагревании до температур выше 1000°C, позволяющие четко отличать мусковит от гидрослюда, т.к. признаком мусковита является не только температура диссоциации в интервале от 600 до 900°C, но и наличие экзотермического эффекта при T=1200°C [Иванова и др., 1974], проследить не удалось, т.к. нагревание происходило до 1000°C.

Особое внимание при исследовании глинистых минералов методом термического анализа уделялось температуре экстремума II эндотермического эффекта. Оказалось, что при прослеживании пород в ряду: микросланцы пелитовые ⇒ сланцы пелитовые ⇒ сланцы филлитовидные ⇒ филлиты температура второго эндо-

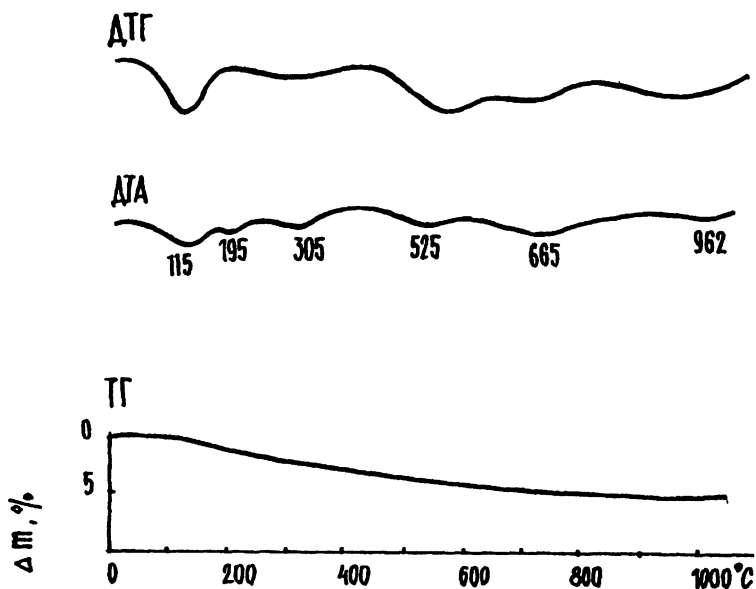


Рис. 41. Дериватограмма сланца пелитового.

Обр. 468-3, R_{1a1}, гора Мал.Миасс. Ассоциация минералов: гидрослюда 1M, 2M₁, хлорит, смешанослойное образование хлорит-вермикулит

термического эффекта гидрослюд последовательно смещается в область более высоких температур. Так, для микросланцев характерно проявление указанного эндоэффекта в области температур 570-585 $^{\circ}C$, для сланцев пелитовых - 610-650 $^{\circ}C$, для сланцев филлитовидных - 640-690 $^{\circ}C$ и для филлитов - 676-775 $^{\circ}C$ (рис. 44). Корреляция коэффициента кристалличности и температуры экстремума второго эндотермического эффекта диоктаэдрических слоистых силикатов рифея обнаружила прямую зависимость между этими величинами. Поскольку гидрослюдистая составляющая является в глинистых

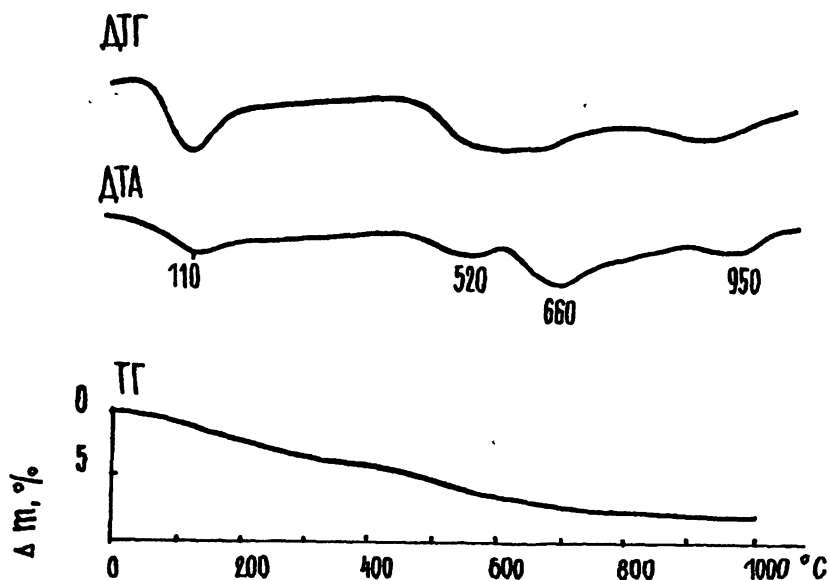


Рис. 42. Дериватограмма сланца филлитовидного.
 Обр. 260/Ка, R_{1b}, ж.д. Бакал-Ельничный (Бакальский район).
 Ассоциация минералов: гидрослюда 1М, 2М₁, хлорит

породах преобладающей, была предпринята попытка соотношения полученной температурной характеристики с химическим составом, прежде всего Al_2O_3 и K_2O . Увеличение содержания Al_2O_3 и K_2O связывают с совершенствованием кристаллической решетки в ходе литогенеза, вызванным процессом катагенетической перекристаллизации [Дриц, Коссовская, 1991; Карпова, 1968; Котельников, 1986].

Оказалось, что термоустойчивость диоктаэдрических слюдястых минералов зависит от содержания Al_2O_3 в породе. При увеличении содержания Al_2O_3 повышается и температура второго эндотермического пика. Связь между содержанием K_2O и температурой второго эндо-

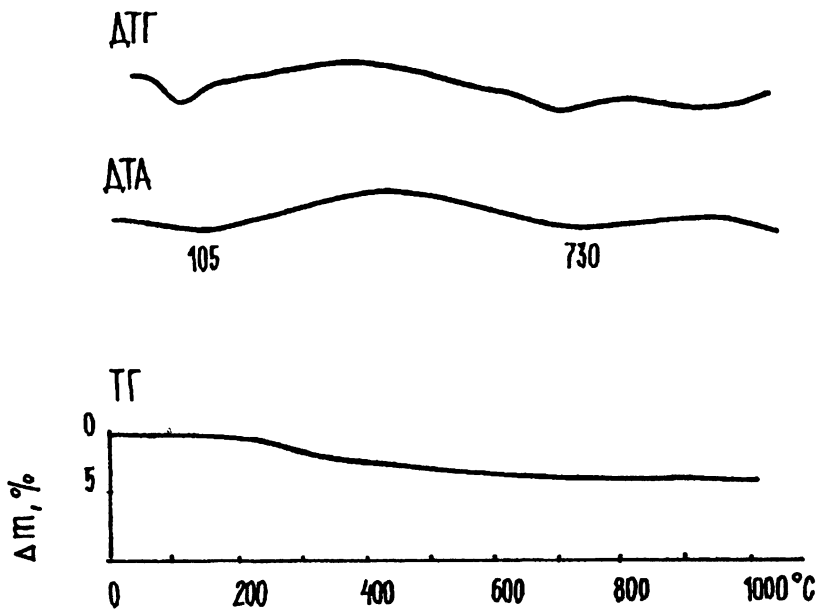


Рис. 43. Дериватограмма филлита.

Обр.270/Ка, R_{1a1}, д.Аршинка. Ассоциация минералов: мусковит 2M₁, хлорит

термического эндоэффекта не столь очевидна и показательна. Характеристику устойчивости гидрослюд - температуру второго эндотермического эффекта - можно считать еще одним, и немаловажным, критерием оценки состояния измененности гидрослюдистых минералов (рис. 45).

Идентификация и изучение хлоритов связаны с несколько большими трудностями, чем исследование гидрослюд. Это обусловлено, в первую очередь, невысоким содержанием хлоритовой составляющей в породах и наложением эндоэффектов хлорита на термические эффекты других минералов. Все изученные хлориты характеризуются почти однотипными кривыми. При нагрева-




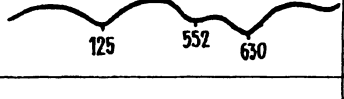

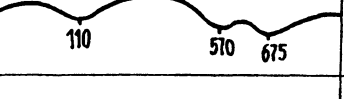

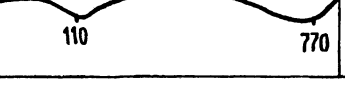
ТИП ПОРОДЫ	НОМЕР ОБРАЗЦА	МЕСТО ВЗЯТИЯ	ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ	ТЕРМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ	МОЛЕКУЛЯРНЫЙ СОСТАВ, %	
					ГМАРО-САМОДА	КАОЛИТ
МИКРОСЛАНЕЦ ПЕЛЛИТОВЫЙ	454-5	СТ. МИНКА	R ₃ ln		65	35
	469-3	Р. СИМ	R ₃ z1		70	30
СЛАНЕЦ ПЕЛЛИТОВЫЙ	468-2	Г. М. МИАСС	R ₁ ai		80	20
	464-2	Р АИ	R ₁ ai		72	28
СЛАНЕЦ ФИЛЛИТОВЫЙ	465/К _а	ЖД. БАКАЛ-ЕЛЬНИЧНОЕ	R ₁ b		83	17
	264/К _а	— " —	R ₁ b		84	16
ФИЛИТ	262/К _а	— " —	R ₁ b		90	10
	58 К	ДОРОГА УФА-ЧЕЛЯБИНСК	R ₂ zk		100	0

Рис. 44. Термограммы основных типов глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория

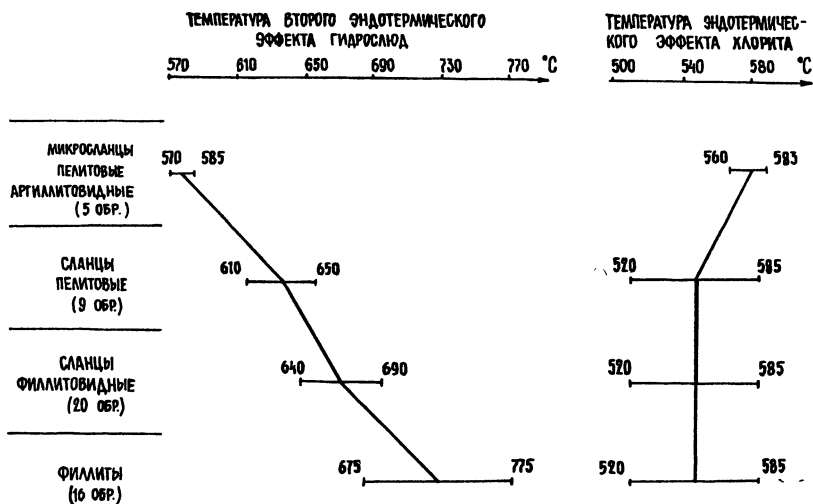


Рис. 45. Изменение температуры второго эндотермического эффекта гидрослюдов и эндотермического эффекта хлоритов в ряду пород: микросланцы пелитовые - филлиты

нии образцов в интервале 300-400°C наблюдается различный по интенсивности, но нерезкий экзотермический эффект, который постепенно переходит в растянутый эндотермический эффект диссоциации. Экстремумы эндотермических эффектов находятся в интервале 500-585°C. По данным термического анализа, хлориты относятся к группе железистых, для которых характерна одноэтапная эндотермическая реакция при более низких температурах, чем для магнезиально-железистых и магнезиальных хлоритов и отсутствие экзотермического пика при 800-820°C. Наличие хлорита с относительно повышенным содержанием магния можно подозревать лишь в пяти образцах, которые относятся к группе филлитов. Однако анализ термических кривых не позволяет с полной определенностью утверждать это. Единственной числовой

характеристикой термического анализа при сравнении хлоритов явились как и в случае с гидрослюдами температуры экстремумов эндотермического эффекта. Они укладываются в интервал 500-585°C. При анализе температур эндоэффектов хлоритов в ряду петрографических типов вариации не прослеживаются. В указанных выше петрографических разновидностях встречается весь спектр зарегистрированных температур.

Резюмируя результаты термоаналитического исследования минералов хлоритового ряда, следует отметить следующие основные моменты:

1. Приведенные термограммы привлекают внимание принципиальным сходством характера кривых. Термограммы рознятся, в основном, интенсивностью проявления эффектов, что свидетельствует лишь о переменном содержании хлорита в породе. В однотипности термограмм можно видеть доказательство того, что изменения в химическом составе хлоритов незначительны.

2. Анализ термических эффектов позволяет относить их к одной группе - железистых хлоритов. Наличие в породах смеси минералов предопределяет наложение областей диссоциации этих минералов и затрудняет анализ хлоритов в спорных случаях на предмет отнесения их к магнезиально-железистой группе.

3. Исследование смешанослойных образований типа гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-вермикулит приходится ограничить лишь фактом их регистрации.

4. Содержание хлорита (а в случае наличия вермикулита, их сумма) во всех образцах имеет подчиненное значение по отношению к минералам группы гидрослюд. Это крайне осложняло сопоставление данных термического анализа с результатами других видов анализов. Тем самым приходится признать, что для решения поставленных задач изучение хлоритов оказалось менее информативным, нежели исследование гидрослюд.

Термическая характеристика глинистых минералов палеозоя Русской платформы. Термическое исследование глинистых пород было проведено в двух скважинах: Ярская-1 и Колвинская-1. При изучении глинистых

образцов было установлено, что они представлены в основном гидрослюдой: на кривой ДТА имеется эндотермический эффект в интервале температур 100-200°C с максимумом 110-130°C, соответствующий выделению адсорбированной воды; в интервале температур 400-600°C с максимумом при 540-570°C наблюдается пологий эндотермический эффект, соответствующий удалению конституционной воды и частичной перестройке минерала. Имеется также характерный для гидрослюд S-образный эндотермический эффект при 840°C (скв. Ярская-1), 880°C (скв. Колвинская-1), переходящий в экзотермический при 870°C (скв. Ярская-1), 940°C (скв. Колвинская-1), первый характеризует выделение оставшейся гидроксильной воды и полное разрушение структуры, второй - перекристаллизацию аморфных продуктов разрушения гидрослюд. Кроме гидрослюды в породах скв. Ярская-1 присутствует примесь монтмориллонита, т.к. на дериватограммах имеется двойной низкотемпературный эндотермический эффект - изгиб при 190-200°C, остальные эндотермические эффекты почти совпадают с теми, что характерны для гидрослюд. Во всех образцах отмечается наличие хлорита железистого, температурный эндотермический эффект, которого регистрируется около 560-570°C (рис. 46, 47).

Химический состав глинистых пород

В настоящем разделе приводятся некоторые данные о химическом составе глинистых Башкирского мегантиклинория и Русской платформы. Преобладание гидрослюд в глинистых породах различных петрографических типов, повсеместное аутигенное происхождение и нахождение их на разных стадиях преобразования поставили задачу выяснения характера связи между химическим и минеральным составом пород в процессе их постдиagenетической эволюции.

Химический состав глинистых пород Башкирского мегантиклинория. Главные компоненты глинистых пород - кремний, алюминий, калий, магний, железо, титан, натрий - входят в состав глинистых мине-

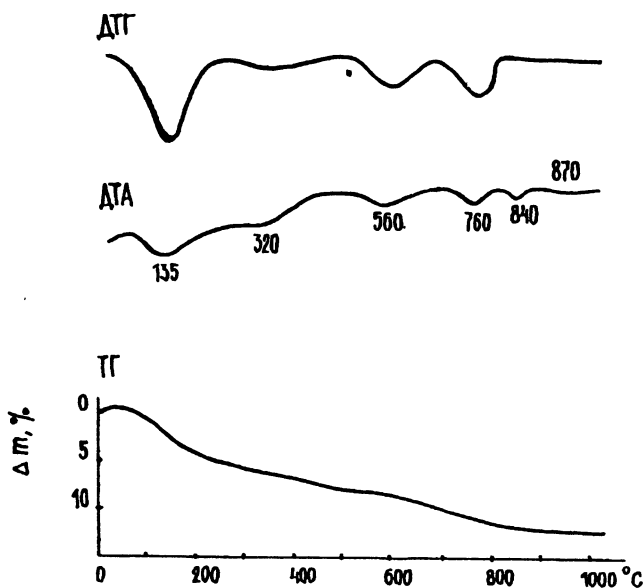


Рис. 46. Дериватограмма глины.

Обр.59, P₂, скв. Ярская - 1. Ассоциация минералов: гидрослюдастый минерал, монтмориллонит, хлорит, кальцит

ралов, а кроме того, тонкодисперсного кварца, окислов железа и алюминия, полевых шпатов. Содержание кремнезема в глинистых породах рифея имеет большие пределы колебания от 45,89% до 71,79%. В стратиграфическом разрезе закономерности изменения содержаний кремнезема не прослеживаются. Содержание окиси алюминия находится в пределах 12,98-25,08%. Самые низкие значения наблюдаются в верхнерифейских отложениях. Распределение содержаний окиси алюминия в породах других стратонов отличается большой «нестротой». Значения содержаний окиси калия в глинистых породах изменяется от 2,62% до 9,86%. Пределы колебания содержаний этого окисла значительны на всех стратигра-

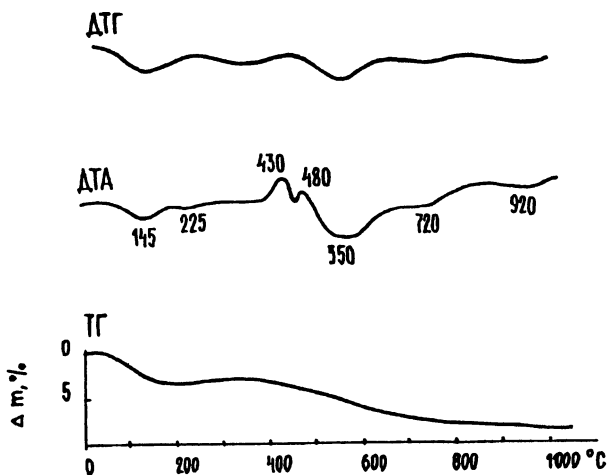


Рис. 47. Дериватограмма микросланца пелитового.

Обр. 1670, D₁, скв. Колвинская - 1. Ассоциация минералов: гидрослюда, хлорит, пирит, органическое вещество

фических уровнях. Содержание окиси магния в рифейском разрезе колеблется от 0,56 до 8,93%, но такие крайние значения нехарактерны для пород, как правило, они находятся в пределах 1-3%. Величина содержания Fe_2O_3 изменяется от 0,91 до 8,41%. Повышенные значения содержания этого окисла объясняются наличием в породе гематита. Содержание FeO находится в пределах 0,91-11,47%. Высокие значения этого окисла можно объяснить присутствием пирита. Содержание окиси натрия

варьирует от сотых долей до 2,85%. Химический состав глинистых рифейских отложений приведен в таблице 5.

Поскольку слюдистые минералы, являются порообразующими и представляют основную часть глинистых пород рифея, достигая содержания 80-100% и лишь в редких случаях опускаясь до 70%, автор посчитал возможным сопоставить изменения минералов группы гидрослюд с изменением химического состава пород.

Для каждого петрографического типа было рассчитано усредненное содержание основных минералообразующих окислов (табл. 6). Самой яркой и характерной особенностью изменения химического состава яви-

Таблица 5

Химический состав глинистых пород рифейских отложений (мас. %)

Номер образца	472-6	468-3	251/Ка	262/Ка
Тип породы	Микросланец	Сланец пелитовый	Сланец филлитовидный	Филлит
Фазовый состав, %				
Слюда	65	72	95	90
Хлорит	20	28	5	10
c/c/o	15			
Политип гидрослюд	1M	1M>2M ₁	2M ₁ >1M	2M ₁
SiO ₂	71,79	66,81	66,97	58,91
Al ₂ O ₃	12,98	14,37	18,41	22,89
Fe ₂ O ₃	2,06	2,73	1,74	1,83
FeO	1,98	1,46	1,16	1,44
TiO ₂	0,46	0,70	0,74	0,90
MgO	1,12	2,64	0,17	0,07
CaO	0,71	0,49	1,09	1,89
MnO	0,01	0,01	0,005	0,007
K ₂ O	5,63	5,12	5,48	7,42
Na ₂ O	0,911	1,484	0,62-	0,180
P ₂ O ₅	0,037	0,150	0,031	0,029
H ₂ O ⁺	1,54	2,98	3,06	4,00
п.п.п.	2,61	2,02	3,17	4,32
Сумма	101,83	101,81	100,10	99,90

Усредненное содержание некоторых окислов в петрографических типах глинистых пород рифейских отложений (мас. %)

Окислы	Петрографические типы пород			
	Микросланцы пелитовые	Сланцы пелитовые	Сланцы филлитовидные	Филлиты
SiO ₂	63,04	61,70	60,80	57,50
Al ₂ O ₃	16,20	17,30	19,29	20,90
Fe ₂ O ₃	4,90	1,80	2,90	3,15
FeO	2,05	1,40	1,69	2,18
TiO ₂	0,81	0,83	0,81	0,90
MgO	2,20	2,60	2,20	1,80
CaO	0,80	1,11	0,41	0,28
K ₂ O	5,31	7,40	6,32	6,15
Na ₂ O	0,85	0,30	0,39	0,46
Количество образцов	14	20	24	25

лось уменьшение содержания кремнезема при прослеживании от микросланцев к филлитам и определенное увеличение содержания глинозема в том же направлении. Калий - один из основных породообразующих компонентов - имеет минимальное значение в группе микросланцев - максимально увеличивает величину содержания в сланцах пелитовых и затем, несколько снижая значения, имеет почти одинаковые содержания в сланцах филлитовидных и филлитах. С чем связано повышенное значение K₂O в сланцах до конца неясно. Окись натрия явно тяготеет к уменьшению содержания при прослеживании его от микросланцев к филлитам.

Содержания окислов железа ведут себя незакономерно. Для прослеживания изменений этих компонентов необходимо наличие мономинеральных фракций. Окись титана ведет себя стабильно, практически не испытывая изменений. Содержание окиси магния имеет тенденцию к снижению. Зато содержание окиси кальция вполне определенно уменьшается от микросланцев к филлитам. Изменения в химическом составе пород, относящиеся к разным петрографическим типам, показаны на рисунке 48.

С целью проверки установленных закономерностей изменений химического состава пород были отобраны образцы, в которых глинистые минералы были представлены исключительно диоктаэдрическими слоистыми минералами (табл. 7). Эти образцы относятся к трем петрографическим типам: сланцам пелитовым, сланцам филлитовидными, филлитами. Для каждого из них также были рассчитаны средние содержания основных окислов (табл. 8). Все основные закономерности поведения SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , Na_2O , CaO подтвердились.

Химический состав глинистых пород палеозоя Русской платформы. Глины и аргиллиты - породы, характерные для осадочных отложений, вскрытых скв. *Ярская-1*. Глины характеризуются пониженным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , крайне невысокими значениями K_2O . Содержания Fe_2O_3 , MgO , CaO и Na_2O , наоборот, явно превышают содержания аналогичных окислов в других породах. Глины, представляющие собой сложные минеральные смеси, обладают рядом специфических особенностей, однако дать сводную характеристику химического состава этого типа пород представляется возможным (табл. 9). Превращение глин в литифицированные породы - аргиллиты - отражается на их химическом составе: значительно уменьшается содержание Fe_2O_3 , MgO , CaO , несущественно SiO_2 , увеличиваются содержания Al_2O_3 и K_2O .

Породы скв. *Сарапульская-2*, представлены двумя петрографическими типами: аргиллитами и микросланцами пелитовыми. Эта скважина интересна и примечательна тем, что на сравнительно небольших глубинах разреза, вскрытом ею, можно наблюдать минеральные изменения, происходящие в породах и соответствующие этому химические преобразования с наибольшей «наглядностью». Переход от аргиллитов к микросланцам пелитовым при прослеживании изменений химического состава носит ярко контрастный, почти иллюстративный характер: резко повышается содержание Al_2O_3 и уменьшаются содержания FeO , CaO , MgO , Na_2O .

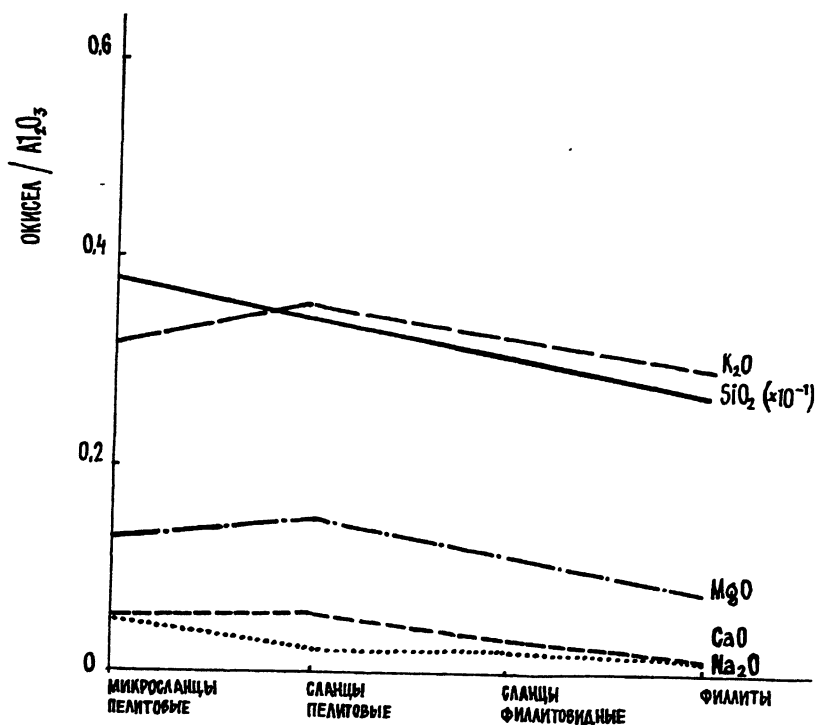


Рис. 48. Изменения химического состава петрографических типов пород Башкирского мегантиклинория

Тимано-Печорская скважина расположена в зоне развития двух типов пород: аргиллитов и микросланцев. К сожалению, химических анализов аргиллитов по ней нет. Однако проследить процесс эволюции химического состава внутри одного типа пород - микросланцев - в разрезе скважины оказалось возможным. Основные тенденции сохраняются те же: увеличение содержания Al_2O_3 и K_2O с одновременным уменьшением Fe_2O_3 , FeO , MgO .

Породы *скв. Колвинская-1* относятся к микросланцам пелитовым. Несмотря на то, что осадочные отложе-

**Химический состав глинистых пород рифея, сложенных
диоктаэдрическими слюдястыми минералами (мас. %)**

Номер образца	467	254/Ка	89/Ка
Тип породы	Микросланец	Сланец	Сланец филлитовидный
Слюды, %	100	100	100
Политип слюды	1M>2M ₁	2M ₁ >1M	2M ₁
Химический состав			
SiO ₂	64,7	60,42	56,20
Al ₂ O ₃	16,6	20,56	23,59
Fe ₂ O ₃	1,91	1,83	1,76
FeO	0,94	1,07	2,41
TiO ₂	0,77	0,92	1,11
MgO	1,78	2,01	1,91
CaO	0,38	0,86	0,56
MnO	0,01	0,005	0,02
K ₂ O	9,86	8,36	6,19
Na ₂ O	0,44	0,06	0,64
P ₂ O ₅	0,132	0,029	-,323
H ₂ O	1,56	2,38	4,48
п.п.п.	1,61	2,97	2,01
Сумма	100,08	101,47	101,17

ния вскрыты на значительной глубине (до 6044 м), существенной организации глинистого вещества на минеральном и химическом уровнях в разрезе этой скважины не происходит. Изменение химического состава пород здесь не так наглядно, как в породах описанных выше скважин. Величины содержаний основных породообразующих окислов обладают незначительными вариациями, которые не носят закономерного характера.

Анализ химического состава глинистых пород осадочных отложений Русской платформы позволяет говорить о том, что смена одного петрографического типа другим, вызванная минеральными преобразованиями, находит отражение и в изменении химического состава (рис. 49). Преобразование глин в аргиллиты и аргиллиты в микросланцы имеет единые, общие тенденции эволюции химизма пород.

**Усредненное содержание некоторых окислов глинистых пород
Башкирского мегантиклинория с содержанием
100% диоктаэдрических слюдястых минералов (мас. %)**

Окислы	Петрографические типы пород (количество образцов)		
	Сланцы пелитовые (6)	Сланцы филлитовидные (3)	Филлиты (6)
SiO ₂	63,6	63,1	59,9
Al ₂ O ₃	16,8	17,8	20,7
Fe ₂ O ₃	1,6	1,7	2,3
FeO	1,4	1,7	1,8
MgO	2,3	1,9	1,8
CaO	0,39	0,41	0,30
K ₂ O	9,0	7,4	7,1
Na ₂ O	0,4	0,3	0,3

Химический состав глинистых пород в ряду петрографических типов глины-филлиты. Изучение химического состава глинистых пород заключалась в прослеживании его изменения в выстроенном ряду петрографических типов: глины-филлиты, т.е. в установлении зависимости химического состава от степени изменения пород; при условии, что основным минеральным компонентом этих пород являются диоктаэдрические слюдястые минералы. Для каждого типа породы рассчитывались средние содержания основных породообразующих окислов отдельно для пород Башкирского мегантиклинория и Русской платформы. Заключительным этапом исследования явились расчеты для отдельного типа в полном ряду петрографических разновидностей (табл. 10).

Полученные данные позволяют отметить некоторые особенности преобразования глинистых пород (рис. 50). Прежде всего, изменение химического состава происходит закономерно: все типы пород имеют единые тенденции к преобразованиям, однако динамика их изменения неодинакова. При переходе глин в аргиллиты отмечается резкое изменение химического состава: происходит его упорядочение. Это обусловлено значительным сокращением минеральных фаз. При смене аргил-

**Усредненные содержания породообразующих окислов
в петрографических типах глинистых пород
востока Русской платформы**

Петро- графические типы	Окислы, мас. %								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Глины	53,20	12,90	5,67	0,75	0,64	4,33	7,56	1,66	2,23
Аргиллиты	53,30	17,70	3,65	1,82	0,95	3,80	3,80	3,60	0,72
Микросланцы	56,20	18,70	2,08	4,70	0,91	2,26	2,17	4,30	0,62

литов пелитовыми микросланцами динамика эволюции химического состава несколько замедляется. На уровне микросланцев химический состав стабилизируется, что объясняется почти полным завершением упрощения минерального состава пород (значительное сокращение количества минеральных фаз и малое содержание смешанослойных образований). При прослеживании химического состава от микросланцев к филлитам наблюдается «замедление» изменений, при сохранении первоначальных тенденций. Процесс преобразования пород протекает на этой стадии плавно. Причиной этого может служить то, что организация глинистого вещества пород происходит не на минеральном, а на структурном уровне - основные изменения имеют место в кристаллической решетке породообразующих минералов.

Прослеживание эволюции химического состава в ряду пород «глины-филлиты», позволило увидеть закономерности изменения с полной очевидностью: уменьшается содержание SiO₂, CaO, MgO, Na₂O, увеличивается содержание Al₂O₃ и K₂O. Изучением зависимости химического состава глинистых слюдястых минералов от интенсивности постдиагенетических процессов занимались многие исследователи [Карпова, 1972; Николаева, 1981; Акульшина, 1985]. Особенно следует отметить исследования зарубежных ученых - Дж.Хауера и др. [Hower et al., 1976]. Они изучали проблему минеральных

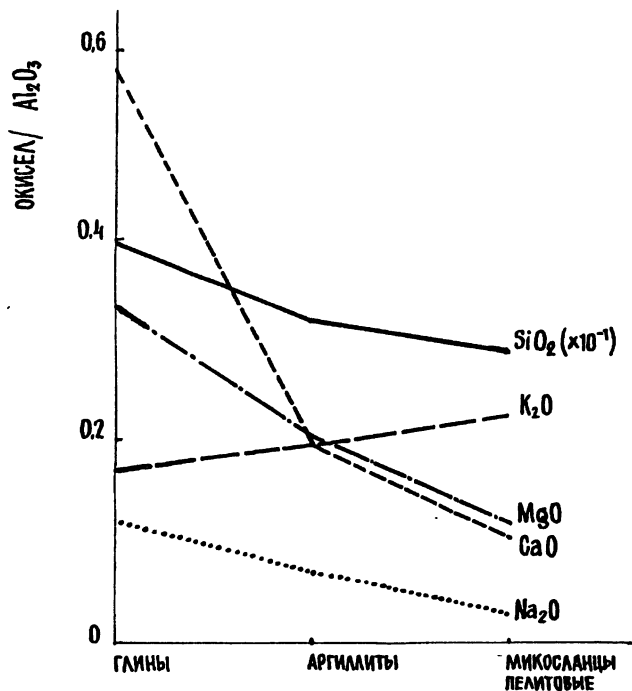


Рис. 49. Изменения химического состава петрографических типов глинистых пород Русской платформы

и химических преобразований при постдиагенетическом изменении глинистых минералов, прежде всего при переходе смешанослойных иллит-сметкитов (гидрослюд-монтмориллонитов) в иллит (гидрослюды). Объектом исследования Дж.Хауера была выбрана скв. 6 CWRU, вскрывшая на глубине до 6000 м породы олигоцен-миоценового возраста. В результате исследований авторы пришли к выводу, что существует четко выраженная зависимость между химическими изменениями общего состава сланцев различных возрастов и степенью их

**Усредненные содержания породообразующих окислов в
петрографических типах ряда глины-филлиты отложений
Башкирского мегантиклинория и востока Русской платформы**

Петрографические типы	Окислы, мас. %								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Глины	53,20	12,90	5,67	0,75	0,64	4,33	7,56	1,66	2,23
Аргиллиты	53,30	17,70	3,65	1,82	0,95	3,80	3,80	3,60	0,72
Микросланцы пелитовые	57,56	17,40	2,64	3,60	0,89	2,30	1,90	4,50	0,66
Сланцы пелитовые	61,70	17,30	1,80	1,40	0,83	2,60	1,11	7,40	0,30
Сланцы филлитовидные	60,80	19,29	2,90	1,69	0,81	2,20	0,41	6,32	0,39
Филлиты	57,50	20,90	3,15	2,18	0,90	1,80	0,28	6,15	0,46

эпигенетического изменения. Было сделано заключение о том, что наблюдаемые изменения химического состава сланцев разного геологического возраста отражают прежде всего постседиментогенные изменения, а не изменения пород в зависимости от возраста и не вариации первичного состава.

Кроме сопоставления химического состава с петрографическими типами пород и прослеживания его изменений в ряду глины-филлиты, были предприняты попытки выявления зависимостей между химическим составом и структурными особенностями гидрослюд. Так, определенную информацию о составе гидрослюды удалось извлечь из анализа распределения интенсивностей базальных рефлексов: отношение интенсивностей второго малоуглового рефлекса к первому (002/001) находится в прямой зависимости от содержания окиси алюминия. При-

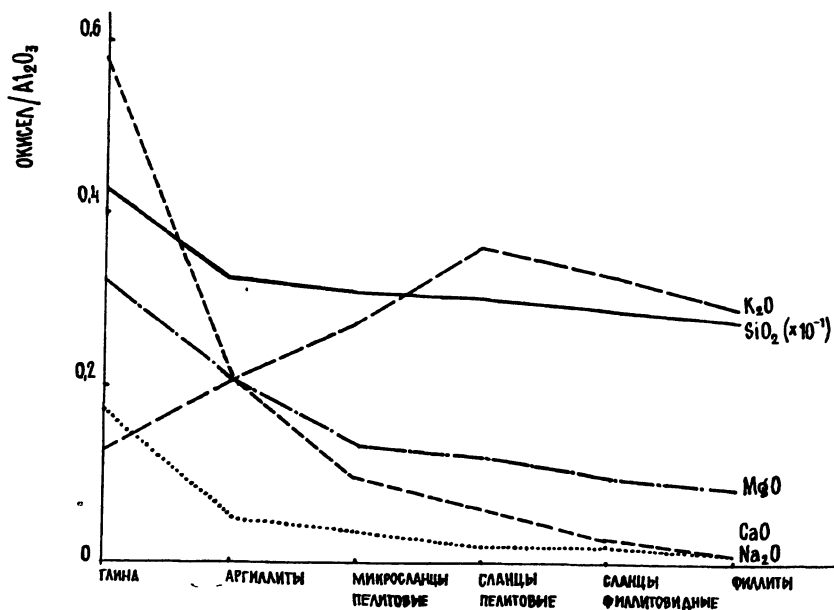


Рис. 50. Изменения химического состава глинистых пород в ряду глины - филлиты

чем, на графике оказалось возможным ограничить поля распространения определенных типов пород (рис. 51).

Распределение микроэлементов в глинистых отложениях

В настоящее время имеется достаточно большое количество данных, полученных при исследовании микроэлементов в осадочных породах. В ряде публикаций (М.Л.Кейт, Э.Т.Дегенс, 1959; Н.М.Страхов, 1960; Н.Шорт, 1961; Х.Хокс, Дж.Уэбб, 1964; Е.П.Акульшина, 1971) установлены некоторые закономерности поведения микроэлементов в процессе миграции, осадконакопления и последующем распределении их в осадочных толщах. Авторы настоящей работы интересовали два аспекта в из-

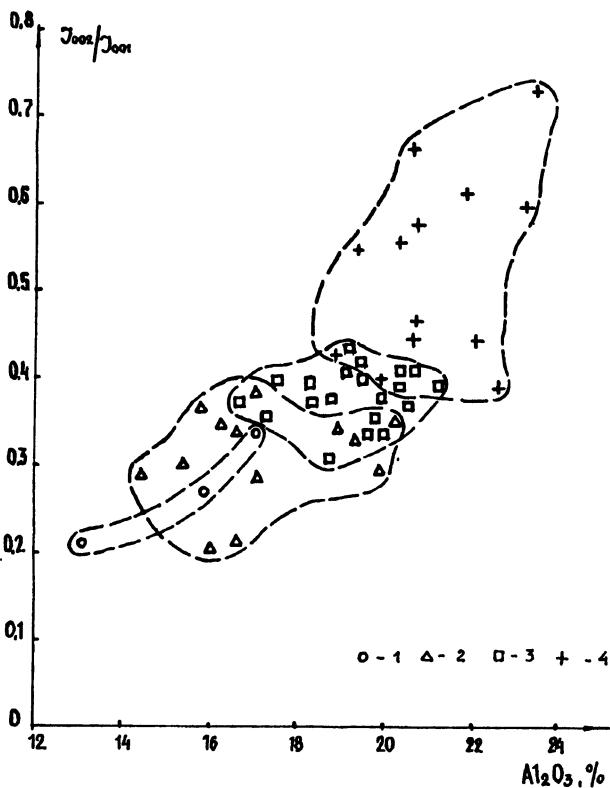


Рис. 51. Зависимость между отношениями интенсивностей второго малоуглового рефлекса к первому и содержаниями окиси алюминия в глинистых породах рифея.

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

учении микроэлементов: 1) выяснение характера распределения микроэлементов в основных литологических разностях пород - песчаных, глинистых и карбонатных; 2) определение влияния литогенетического фактора на содержание микроэлементов в глинистых образованиях.

Анализ поведения микроэлементов в литологически разнородных породах и, конкретно, в глинистых отложениях проводился исходя из суммы содержаний всех обнаруженных микроэлементов. Сравнение показаний распределения элементов в различных типах пород выявило преимущество накопления рассеянных элементов в глинистых отложениях: оказалось, что глинистые породы аккумулируют большее количество малых элементов. Песчаные породы обнаруживают значительно меньшее содержание элементов по сравнению с глинистыми, карбонатные - лишь малую часть относительно указанных выше.

Это не противоречит данным М.Л.Кейта и Э.Т. Дегенса (1959), которые пришли к выводу о том, что микроэлементы следует изучать в глинистой и илистой частях осадочных пород и менее перспективно исследовать их в песчаной части.

Исследование глинистых пород показало, что такие элементы, как никель, кобальт, хром, ванадий, титан, скандий, медь, молибден, бериллий, цирконий, лантан находятся в субкларковых концентрациях (А.П.Виноградов, А.Б.Ронов, 1959). В существенно меньших, нежели кларковые количества, в этих породах присутствуют марганец, свинец, барий, стронций, олово, иттрий, литий. Фосфор, висмут, вольфрам, германий встречаются весьма редко и в очень низких концентрациях. Такие микроэлементы, как серебро, золото, мышьяк, сурьма, кадмий, тантал, гафний, ртуть, церий, индий в исследуемых породах практически не встречается. Анализ распределения малых элементов в исследуемом ряду глины-филлиты показал, что при движении по ряду глины-филлиты, содержание малых элементов, рассчитанных для каждого петрографического типа глинистых пород, уменьшается (рис. 52). Глины обладают наибольшей концентрацией малых элементов. Превращаясь в аргиллиты, они резко «сбрасывают» часть из них.

Содержание малых элементов в микросланцах находится почти на уровне аргиллитов. При переходе к сланцам пелитовым и далее к сланцам филлитовидным,

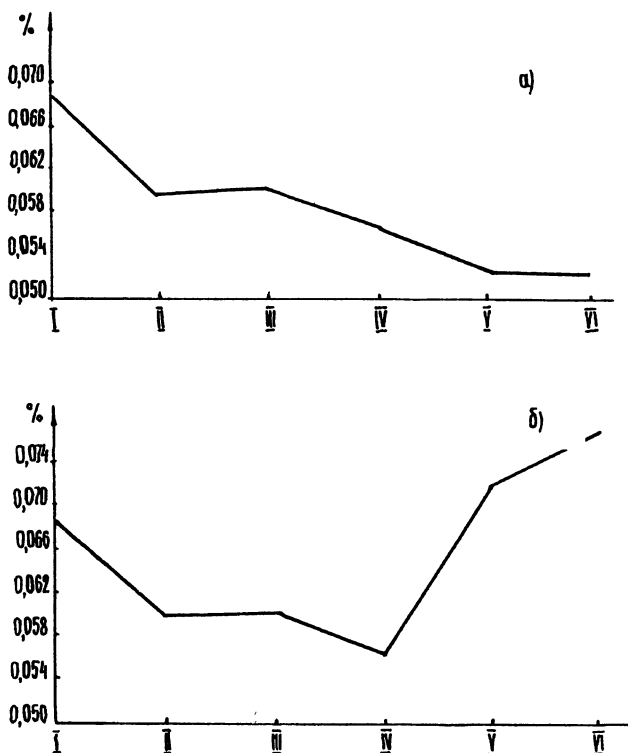


Рис. 52. Распределение суммарных количеств микроэлементов по типам пород в ряду глины - филлиты (а), в ряду глины - филлиты (б) с привлечением образцов из флангов рудных полей.

I - глины; *II* - аргиллиты; *III* - микросланцы пелитовые; *IV* - сланцы пелитовые; *V* - сланцы филлитовидные; *VI* - филлиты

содержание микроэлементов вновь значительно уменьшается. На стадии преобразования глинистых пород в филлитовидные сланцы величина концентраций микроэлементов стабилизируется и остается почти без изменений (потерь) при переходе в филлиты. Изучение поведения

микроэлементов в глинистых породах согласуется с исследованиями Л.В.Анфимова (1988), который сделал заключение о том, что в процессе литогенеза глинистые породы «сбрасывают» значительную часть микроэлементов.

Было замечено, что некоторые образцы содержат несколько повышенные содержания малых элементов. Степень преобразования пород значительна, это - филлитовидные сланцы и филлиты. Все они отобраны на флангах рудных полей в Бакало-Саткинском районе. Образцы были включены в соответствующие типы пород при повторных расчетах. Оказалось, что содержание малых элементов в филлитовидных сланцах и филлитах резко возрастает, превышая даже значения концентраций микроэлементов в глинах, что можно объяснить наложенной гидротермальной проработкой пород рудными растворами.

Кажущийся К-Аг возраст пород

Вопросами радиологического изучения осадочных отложений Южного Урала занимались М.А.Гаррис и др. (1964), Л.В.Овчинников и др. (1964), М.А.Семихатов и др. (1987) и др. Влияние метаморфизма на возраст пород рассматривалось в работах М.А.Гаррис и Д.В.Постникова (1973), В.И.Ленных (1964). Разработке и анализу известных критериев определения пригодности осадочных пород и минералов для К/Аг датирования посвящены публикации А.В.Ивановской с соавторами (1973), М.А.Гаррис и др. (1975), Т.А.Ивановской и С.Б. Смелова (1976), Л.Н.Овчинникова и др. (1982) и др. Однако, разработка вопросов изменения возраста отложений в процессе породообразования не носила систематического характера. При региональных исследованиях ставились задачи изотопно-геохронологического датирования отложений рифея, целью локальных - являлась геолого-радиологическая интерпретация несходящихся данных.

Анализ радиологических данных показал, что кажущийся возраст пород при прослеживании его в рифейских отложениях от верхов к низам разреза имеет тен-

денцию к убыванию, т.е. по мере удревления геологического возраста породы обнаруживают все более омоложенные значения радиологического возраста. Известно, что степень постдиагенетического преобразования пород рифея также увеличивается вниз по эталонному разрезу рифея (Л.В.Анфимов, 1988; Л.В.Анфимов, Н.И.Катгарманова, 1993). В связи с этим было проведено изучение соотношения кажущегося возраста глинистых пород со степенью их изменения.

Петрографическое изучение пород, надежно установленный минеральный состав, кристаллохимические особенности гидрослюд позволили с достаточной степенью достоверности трактовать результаты радиологических определений. Ниже приводятся значения кажущегося возраста в ряду петрографических типов (табл. 11).

Правомерность сопоставления кажущегося возраста пород с петрографическими типами кажется очевидной: каждый петрографический тип по мере усиления степени преобразованности характеризуется все более омоложенными значениями возраста. Изучение распределений величин кажущегося возраста по стратонам типового разреза показывает, что породы верхнего рифея несколько удревлены по сравнению со своим геологическим возрастом; породы среднего и нижнего рифея, наоборот, омоложены, причем значения возрастов этих стратонов сближены и сильно «оторваны» от истинного значения возраста пород верхнего рифея (табл. 12). Это объясняется тем, что в верхнем рифее преимущественное распространение имеют относительно слабо измененные породы - микросланцы пелитовые с незначительным участием пелитовых сланцев, поэтому возраст пород близок к истинному. В среднем и нижнем рифее ведущая роль в развитии глинистых отложений принадлежит существенно преобразованным разностям - филлитовидным сланцам и филлитам, поэтому значения кажущегося возраста оказываются сильно омоложенными. И лишь, различное, но сопоставимое, соотношение петрографических типов пород, участвующих в сложении

**Средние значения кажущегося возраста глинистых пород рифея
в ряду микросланцы пелитовые - филлиты**

№ п/п	Петрографический тип	Количество образцов	Кажущийся возраст глинистых пород, млн. лет
1	Микросланцы пелитовые	6	~ 895
2	Сланцы пелитовые	5	~ 703
3	Сланцы филлитовидные	14	~ 661
4	Филлиты	12	~ 478

глинистых образований этих стратонов, обусловило небольшую разницу в возрастах.

Корреляция между кажущимся возрастом и коэффициентом кристалличности, характеризующим степень совершенства кристаллической решетки гидрослюд, показали, что между этими величинами существует обратно-пропорциональная зависимость (рис. 53): чем выше коэффициент кристалличности, тем ниже значения кажущегося возраста, что связано с процессом перекристаллизации. Это следует понимать так: переход пород на все более глубокие термобарические уровни вызывает усиление факторов омоложения. Этими факторами могут быть процессы литостатической нагрузки пород и метаморфического воздействия, влекущие за собой преобразование ранее существовавших минералов с перестройкой кристаллических структур, которой сопровождаются фазовые превращения. Следовательно, кажущийся абсолютный возраст можно считать и использовать в качестве индикатора постдиагенетической измененности пород с целью анализа процессов литогенеза.

Изучение характера изменения кажущегося возраста в процессе пороодообразования (табл. 13) свидетельствуют о том, что степень изменения пород, фиксируемая K/Ar методом, при переходе от низких стадий литогенеза к высшим возрастает, причем катагенез, даже поздний, является не достаточно значимым фактором, чтобы существенно изменять $K-Ar$ систему глинистых минера-

**Средние значения кажущегося возраста глинистых пород рифея,
рассчитанные по стратонам**

№ п/п	Стратоны	Количество образцов	Кажущийся возраст глинистых пород, млн. лет
1	R ₃ (каратавий)	7	~ 860
2	R ₂ (юрматиний)	14	~ 626
3	R ₁ (бурзяний)	21	~ 601

лов. На границе позднего катагенеза и раннего метагенеза наблюдается резкий скачок в изменении возраста.

Наблюдаемое омоложение геологического возраста пород связано с тем, что в стадию метагенеза глинистые породы претерпевают глубокие структурные и минеральные преобразования. На этом же этапе происходит почти полная перекристаллизация основной массы глинистого вещества: появляются новые структуры, возникают не обнаруживаемые ранее минеральные фазы. Перекристаллизация пород способствует удалению Ag, а преобладание диоктаэдрических слюдястых минералов: гидрослюды 2M₁ и серицита, приводит к увеличению К, который входит в кристаллическую решетку новообразований. Это существенно влияет на соотношение Ag и К, изменяя К-Ag систему пород (Э.К. Герлинг, 1961; М.М.Рубинштейн, 1967). Несмотря на то, что основную долю «ответственности» за кажущийся возраст несут минералы группы гидрослюд, наблюдается тенденция к зависимости содержания Ag от хлорита в породе. Это позволяет говорить о том, что появление любой новой минеральной фазы может существенно влиять на К/Ag систему глинистых минералов.

Другим аспектом исследования кажущихся возрастов глинистых пород является сравнение степени и характера преобразований рифейских осадочных толщ Башкирского мегантиклинория и Волго-Уральского области. Для обоих изучаемых регионов были вычислены суммарные мощности породообразования для каждого

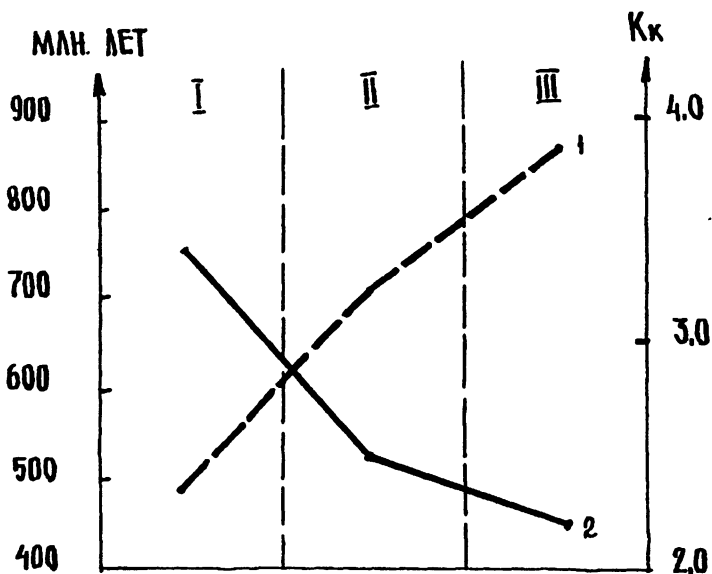


Рис. 53. Соотношение между кажущимся абсолютным возрастом и коэффициентом кристалличности диоктаэдрических слюдистых минералов в глинистых породах рифея.

Возрастные группы глинистых пород: I - 400-600 млн. лет; II - 600-800 млн. лет; III - 800-1000 млн. лет; 1 - кажущийся абсолютный возраст; 2 - коэффициент кристалличности

крупного стратиграфического подразделения, которые анализировались одновременно с характером распределения значений кажущихся абсолютных возрастов глинистых пород (рис. 54).

Анализ мощностей отложений Волго-Уральской области и Башкирского мегантиклинория может свидетельствовать о том, что рассматриваемые регионы входили в состав единого осадочно-порodного бассейна, но представляли собой разные части.

**Степень изменения пород (по данным кажущегося возраста)
в процессе литогенеза**

№ п/п	Место отбора образцов	Возраст	Количество образцов	Стадии литогенеза		Изменения пород	
						*	**
1	Скв. Ковинская	D ₁ -S	6	Катагенез	Поздний	23,8	
2	Башкирский мегантиклинорий	R ₃	7			17,7	
3	"-	R ₂	14	Метагенез	Ранний		46,6
4	"-	R ₁	21		Поздний		59,9

* - удревание пород (завышение возраста пород относительно их геологического возраста, в %); ** - омоложение пород (занижение возраста пород относительно их геологического возраста, в %)

Определение возраста глинистых пород K/Ar методом показало принципиальное различие в распределении значений кажущегося возраста пород Русской платформы и Башкирского мегантиклинория. На Русской платформе кажущиеся возраста пород, как правило, удревлены, редко - соответствуют геологическим. В Башкирском мегантиклинории породы омоложены, иногда приближаются к своим истинным возрастам. Степень омоложения зависит от меры измененности пород. В отложениях Русской платформы распространены аргиллиты и микросланцы пелитовые, которые характеризуются по структурным признакам, набору аутигенных минералов и сохранности обломочных глинистых минералов, незначительной степенью изменения, относимой к стадии катагенеза. Глинистые отложения в Башкирском мегантиклинории слагаются микросланцами пелитовыми, сланцами пелитовыми, сланцами филлитовидными и филлитами; преимущественным развитием пользуются две последних разновидностей. По перечисленным выше характеристикам степень изменения пород высока

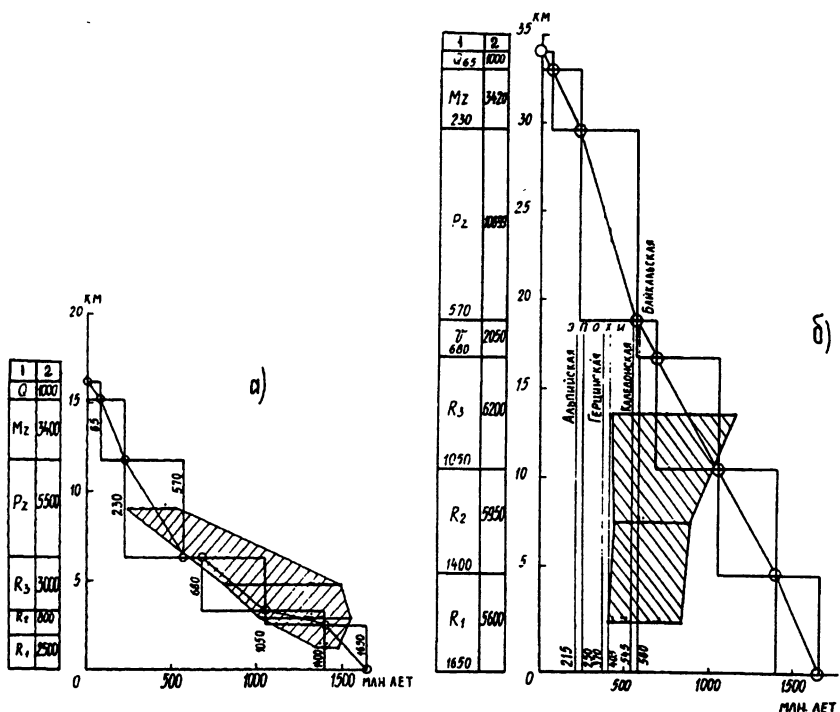


Рис. 54. Характер распределения мощностей породообразования и значений кажущегося К/Аг возраста Волго-Уральской области (а) и Башкирского мегантиклинория (б), по Л.В.Анфимову и Н.И.Кагармановой

и позволяет отнести их к метаморфизованным образованиям, соответствующим стадии метагенеза.

Уместно напомнить о зональном характере изменения и омоложения пород Башкирского мегантиклинория не только сверху вниз по разрезу, но и с запада на восток последовательно и закономерно. Наиболее измененные (стадия метагенеза) и омоложенные породы распространены на востоке Башкирского мегантиклинория. Степень преобразования пород при движении на запад

снижается, и на границе с Волго-Уральской областью глинистые отложения характеризуются катагенетическим уровнем переработки материала и возрастом, близким к реальному геологическому. Еще далее на запад глинистые образования Волго-Уральской области претерпевают превращения стадии раннего и среднего катагенеза и обнаруживают некоторое удревнение возраста. Можно предположить, что Башкирский мегантиклинорий и Волго-Уральская область представляли собой единый осадочно-порodный бассейн, в котором преобразование пород, вызванное их погружением, завершилось стадией катагенеза.

Дальнейшая история развития глинистых отложений двух регионов различна. Осадочные образования востока Русской платформы избежали воздействия внешних метаморфизирующих факторов, тогда как отложения Башкирского мегантиклинория были вовлечены в процесс образования Уральской складчатой области. Тем самым, следует признать, что метагенетические и метаморфические преобразования пород рифея Башкирского мегантиклинория вызваны не литогенетическими факторами, а связаны с иной стадией развития осадочно-порodного бассейна, а именно: последующими деформациями и метаморфизмом, обусловленными образованием Уральской складчатой области. Предел возраста изменений около 400 млн. лет - время перекристаллизации гидрослюд, наиболее измененных глинистых пород рифея - филлитов, следует считать последним этапом метаморфизма, преобразовавшим рифейские осадочные толщи Башкирского мегантиклинория.

Глава IV. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ЛИТОГЕНЕЗА

К вопросу выделения минеральных фаций

Формулировка и развитие определения минеральных фаций осадочных пород является результатом на-

копления фактического материала по геологическому картированию и углубленному минералогическому изучению пород. Концепция минеральных фаций осадочных пород представляется частью общей проблемы фаций в геологии. Впервые термин «*фация*» был сформулирован для осадочных пород, и чаще всего, традиционно, употреблялся в значении определения обстановок осадконакопления, овеществленных в осадке или горной породе. Со времени введения этого термина в геологическую литературу, он неоднократно видоизменялся. В настоящее время насчитывается более ста различных определений термина «*фация*» (Геология..., 1967). Однако, несмотря на наличие большого количества модификаций этого определения термин «*фация*» и в современной трактовке применяется для обозначения генезиса осадков и пород.

Термин «*минеральная фация*» концептуально стоит ближе к обозначению «*метаморфическая фация*», т.к. оба понятия характеризуют состояние пород в процессе их преобразования первоначально в относительно низко- а затем и высокотемпературных условиях. Впервые общее понятие «*минеральная фация*» было дано П.Эскола (P.Eskola, 1920). В трактовке этого автора «*минеральная фация охватывает все породы, возникшие в таких сходных условиях температуры и давления, что определенный химический состав приводит к одной и той же совокупности минералов*».

Определение «*минеральные фации измененных осадочных пород*» стало применимым после выхода в свет трудов Д.С.Кумбса, Г.Пекхема (Coombs, Paskham, 1954, 1958) и К.Крука (Crook, 1963), выделивших выше-названные фации в вулканогенных граувакках Австралии, Новой Зеландии и на островах Фиджи.

Важным этапом в развитии фациального принципа изучения осадочных пород явились исследования А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова (1965), которые предложили рассматривать породы не как хаотичные механические смеси, а как возникшие в ходе длительного геоло-

гического развития совокупности закономерно сочетающихся минералов. Названными авторами было сформулировано понятие минеральных фаций регионального эпигенеза и метагенеза. Это определение подразумевает сообщества пород близкого химического состава, характеризующиеся совокупностью структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенной стадии эпигенетического развития пород (А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, 1965).

Понятие минеральных фаций измененных осадочных пород в отечественную литологию было введено Н.В.Логвиненко в 1968 году. Под минеральной фацией измененных осадочных пород в настоящее время понимают осадочные породы одинакового состава, измененные в определенном диапазоне температур и давлений, с одинаковыми или близкими парагенезами аутигенных минералов (учитывая привнос и вынос вещества), возникшие после диагенеза и до метаморфизма (или выветривания), имеющие широкое региональное распространение (Н.Б.Логвиненко, 1968).

Выделение минеральных фаций измененных осадочных пород производят на основании парагенезов аутигенных минералов, существующих в интервале изменения пород диагенез - метаморфизм. Естественно, что одинаковых или близких парагенезов аутигенных минералов нельзя ожидать в породах разного состава (А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, 1965). Поэтому минеральные фации в осадочных породах, так же как и в метаморфических, выделяются с учетом первичного состава и степени изменения пород. Фациальный подход в изучении осадочной породы предполагает изучение формирования, существования и преобразования минеральных парагенезов в различных типах пород (А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, 1963). В процессе изменения осадочных пород химические элементы обычно образуют мало минералов, устойчивых для данных температур и давлений. Количество вновь образованных и сохранившихся минералов обычно не превышает 2-6. Ассоциация этих минералов по существу является фациальным признаком, а

название фации дается по названию наиболее характерных минералов.

Преобразования осадочных пород происходят закономерно, однако, в виду специфики осадочного породообразования, т.е. относительно невысокой степени изменения отложений, выделение аутигенных парагенетических ассоциаций связано с рядом особенностей, одна из них та, что одни и те же минералы могут образовываться при различных процессах и существовать на разных стадиях (Н.В.Логвиненко, 1968; Г.В.Карпова, 1972). Поэтому в настоящее время парагенетический анализ используется не как средство фиксации и описания эмпирически наблюдаемых минеральных ассоциаций, а как метод, предполагающий основными объектами изучения отдельные компоненты осадочных пород, которые наиболее ярко проявляют основные черты изменения вещества на различных стадиях развития.

Установлено (А.Г.Коссовская и др., 1963; П.П.Тимофеев, Л.И.Боголюбова, 1971; С.Г.Неручев и др., 1976; Н.Б.Вассоевич, 1983; Г.В.Карпова, 1972), что на предметаморфических стадиях развития осадочных пород существуют свои индекс-минералы, сохраняющие направленность превращений от собственно диагенетических процессов до глубокого метаморфизма. Основными минералами-индикаторами признаны: органическое углеродное вещество, каркасные силикаты типа цеолитов, глинистые минералы. Таким образом, основным и необходимым условием выделения минеральных фаций является тщательное изучение последовательности минеральных парагенезов и детальное исследование особенностей индикаторных минералов.

Минеральные фации глинистых пород Башкирского мегантиклинория

Глинистые образования, рассматриваемые в настоящей работе, слагаются относительно небольшим числом глинистых минералов, при преимущественном развитии гидрослюды и хлорита. Эти минералы являются

ся «проходными» в разрезе уральского рифея (Л.В.Анфимов, И.Г.Демчук, 1986).

Известно, что диоктаэдрические слюдистые минералы и хлорит устойчиво сохраняются в течение всего процесса литогенеза, от диагенеза до метаморфизма (А.Г.Коссовская, В.А.Дриц, 1975). Но при условии устойчивости этого минерального парагенеза в обстановках высоких температур и давлений происходят изменения в организации их структуры. Широкое распространение этих минералов в разрезе и последовательные преобразования их структуры позволяют считать их ключевыми минералами-индикаторами стадийных минеральных парагенезов рифея Башкирского мегантиклинория (Л.В.Анфимов, 1988).

Глинистые образования разной степени изменения можно оценивать как определенный уровень организации этого вещества в процессе литогенеза, поэтому минеральные фации рассматриваются в соответствии с выделенными петрографическими типами (табл. 14).

Фа́ция микросланцев пелитовых [кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдистая (1М)]. Основным минеральным парагенезом микросланцев пелитовых является - гидрослюда 1М, хлорит, широкая гамма смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит и хлорит-вермикулит. Возможно присутствие реликтов монтмориллонита в качестве самостоятельной минеральной фазы. Комплекс характеристик, свидетельствующий о состоянии глинистого вещества, следующие: содержания основных породообразующих окислов - SiO_2 - 63,04%, Al_2O_3 - 16,20%, K_2O - 5,31%. Значение кажущегося возраста - ~ 895 млн. лет. Сумма содержаний малых элементов - 0,0618%. Степень кристаллического совершенства основного породообразующего минерала - гидрослюды - характеризуется наличием низкотемпературного политипа 1М и значениями коэффициента кристалличности - 1,6 и индекса кристалличности - 9,2. Температура второго эндотермического эффекта - 570-585°C.

**Минеральные фации глинистых пород отложений рифея
северо-западного окончания Башкирского мегантиклинория**

№ п/п	Тип пород	Характеристики диоктаэдрических слоистых минералов			
		Минеральные разновидности	Соотношение политипных модификаций	Структурные коэффициенты	
				К _к	И _к
1	Микросланцы пелитовые	Гидрослюда	1М	1,6	9,2
2	Сланцы пелитовые	Гидрослюда, серицит	1М>2М ₁	2,6	7,3
3	Сланцы фил- литовидные	Серицит, гид- рослюда	2М ₁ >1М	3,8	6,0
4	Филлиты	Мусковит, серицит	2М ₁	5,6	4,6

Продолжение таблицы 14

№ п/п	Характеристики диоктаэдрических слоистых минералов					Кажущийся К/Аг возраст пород, млн. лет
	Температура второго эндо- термического эффекта, °С	Средние содержания химических окислов			Сумма содер- жаний* микро- элементов, %	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O		
1	570-585	63,04	16,20	5,31	0,0618	~ 895
2	610-650	61,70	17,30	7,40	0,0564	~ 703
3	640-690	60,80	19,29	6,32	0,0527	~ 661
4	675-775	57,50	20,90	6,15	0,0518	~ 478

Фа́ция сланцев пелитовых [кварцево-полевошпато-хлорито-серицитово-гидрослюдистая (1М>2М₁)]. Сланцы пелитовые содержат следующий минеральный парагенез: гидрослюда политипов 1М и 2М₁, серицит, хлорит, смешанослойное образование хлорит-вермикулит. Уровень изменения глинистого вещества соответствует со-

№ п/п	Минералы группы хлоритов	Смешано-слошные образования	Минеральные фации**	Изменения пород	
				стадия	подстадия
1	Присутствуют в переменных количествах	Гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит, хлорит-вермикулит	Кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдистая	Катагенез	Поздний
2		Хлорит-вермикулит	Кварцево-полевошпато-хлорито-серицитогидрослюдистая		
3		Реликты хлорита-вермикулита	Кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдистая	Метаморфизм	Поздний
4			Кварцево-полевошпато-хлорито-серицитомусковитовая		

K_k - коэффициент кристалличности

I_k - индекс кристалличности

* - Σ Ni, Co, Cr, Mn, V, Ti, Sc, P, Ge, Cu, Zn, Pb, Bi, Mo, Ba, Sr, Be, Zr, Ga, Y, Li, Nb; ** - включение аутигенных кварца и полевого шпата произведено на основе петрографических наблюдений

держаниям основных породообразующих окислов: SiO_2 - 61,70%, Al_2O_3 - 17,30%, K_2O - 7,40%; кажущемуся K/Ar возрасту ~ 703 млн. лет; сумме содержаний малых элементов - 0,0564%. Гидрослюды имеют некоторые характеристические особенности: наличие минеральных разновидностей двух политипов $1M$ и $2M_1$ с преобладанием политипа $1M$, отмечается присутствие серицита $2M_1$. Коэффициент кристалличности слюдястых минералов - 2,6, индекс кристалличности - 7,3. Температура второго эндотермического эффекта - 610-650°C.

Фация сланцев филлитовидных [кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдисто-($2M_1 > 1M$)-серицитовая]. Сланцы филлитовидные содержат парагенезис минералов, состоящий из серицита, гидрослюды двух

политипов 1M и 2M₁ с преобладанием 2M₁, хлорита и смешанослойного типа хлорит-вермикулит. Уровень состояния глинистого вещества определяется значениями содержаний основных окислов: SiO₂ - 60,80%, Al₂O₃ - 19,29%, K₂O - 6,32%; величиной кажущегося K/Ar возраста - ~ 661 млн. лет и суммой содержания малых элементов - 0,0527%. Степень совершенства кристаллической решетки диоктаэдрических слоистых минералов высокая, о чем свидетельствует преобладание высокотемпературного политипа 2M₁, коэффициент кристалличности - 3,8 и индекс кристалличности - 6,0. Температура второго эндотермического эффекта составляет 640-690°C.

Фация филлитов [кварцево-полевошпато-хлоритосерицитомусковитовая 2M₁]). Филлиты представлены минеральной ассоциацией, включающей мусковит, серицит и хлорит. Содержания основных окислов составляют: SiO₂ - 57,50%, Al₂O₃ - 20,90%, K₂O - 6,15%. Кажущийся K/Ar возраст - ~ 478 млн. лет. Сумма содержаний малых элементов - 0,0518%. О степени преобразованности слоистых минералов говорит факт наличия серицита и мусковита, единого высокотемпературного политипа 2M₁, значения коэффициента кристалличности - 5,6; индекса кристалличности - 4,6. Температура второго эндотермического эффекта - 675-775°C.

Рассмотренные парагенезы аутигенных минералов при прослеживании их от фации к фации образуют парагенетические ряды, которые характеризуются последовательностью минеральных преобразований. Парагенезы относительно устойчивы и стабильны в конкретных термобарических условиях. Изменение условий приводит к минеральным преобразованиям, которые в конечном счете определяют перерождение породы в целом.

Исходя из сказанного выше, можно сделать несколько резюмирующих замечаний о направленности преобразований минералов в процессе осадочного породообразования рифейских отложений Башкирского мегантиклинория. Уровень состояния глинистого вещества

определяет минеральную ассоциацию и тип пород. Ряду петрографических типов соответствует ряд минеральных фаций. Последовательная и закономерная смена минеральных фаций по разрезу свидетельствует о прогрессивном характере литогенетических преобразований глинистых отложений рифея. С увеличением степени изменения пород минеральный состав упрощается, а степень совершенства структуры основных породообразующих минералов возрастает. Новообразования гидрослюд политапа 1М фации микросланцев пелитовых последовательно, через две промежуточные фации - сланцев пелитовых и сланцев филлитовидных - переходят в серицит и мусковит политапа 2М₁ фации филлитов. Коэффициент кристалличности при прослеживании его от фации к фации увеличивается, индекс кристалличности - снижается, что свидетельствует о повышении уровня организации кристаллической решетки гидрослюдов. Температура второго эндотермического эффекта гидрослюдов при смене фации возрастает, что также является аргументом повышения степени совершенства структуры гидрослюдов.

Значения кажущего K/Ar возраста по мере нарастания постдиагенетических изменений уменьшаются. Возраст пород оказывается все более омоложенным по сравнению с геологическим. Породы, принадлежащие к минеральной фации - филлитов - наиболее приближены к возрасту метаморфизма. Кажущийся K/Ar возраст характеризует степень преобразования породы. Наиболее полное удаление Ar - порода метаморфически гомогенна и радиологический возраст равен возрасту метаморфизма. Неполное удаление Ar - порода негомогенна (присутствуют неперекристаллизованные или незамещенные реликты калий-содержащих минералов) и радиологический возраст является промежуточным между возрастом породы и возрастом метаморфизма.

Преобразования гидрослюдов включают постепенный переход алюминия в четвертную координацию, очищение кристаллической решетки от кремния и железа, заселение межслоевых промежутков калием и натрием

(А.Г.Коссовская, В.А.Дриц, 1975; Н.В.Котов, 1986; В.И. Муравьев, Б.А.Сахаров, 1975; В.А.Франк-Каменецкий, 1975), что отражается на изменении химического состава изученных отложений - уменьшением содержания SiO_2 , увеличением Al_2O_3 и K_2O .

Суммы содержаний малых элементов, рассчитанные для каждой фации свидетельствуют о «сбросе» микроэлементов в процессе литогенеза.

Минеральные фации измененных глинистых пород, дополненные и насыщенные числовыми характеристиками стадийных изменений глинистых минералов могут служить надежным основанием для выделения зон и стадий изменений осадочных толщ.

Минеральные фации литогенеза осадочных толщ рифья Башкирского мегантиклинория

Впервые вопросы регионального метаморфизма и дометаморфических изменений осадочных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии рассмотрены Ш.Н.Кацем и Л.А.Гениной (1974). Ш.Н. Кацем [1978] составлена карта зональности регионального эпигенеза и метаморфизма с наличием металлогенической специализации. Примерно в это же время вопросами литогенеза рифейских отложений Южного Урала занимались Г.В.Карпова и З.В.Тимофеева [1975]. Детальное изучение постседиментационных изменений пород рифейского разреза Башкирского мегантиклинория проведено Л.В.Анфимовым (1988). Им была установлена стадийность преобразований рифейских отложений, выделены минеральные фации литогенеза.

Минеральные фации регионального эпигенеза в трактовке А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова (1965) включают минеральные преобразования и структурно-текстурные изменения пород. Минеральные преобразования связаны в первую очередь с эволюцией глинистого вещества, структурно-текстурные перестройки характерны для песчаных и карбонатных пород. Особенности переработки первичных осадочных структур и текстур, кор-

реляции вторичных признаков в осадочных породах рифейских отложений Башкирского мегантиклинория исследовались Л.В.Анфимовым (1973, 1988) и автором [Кагарманова, 1996 и др.].

Постдиагенетическое преобразование песчаных пород. Постдиагенетические преобразования в песчаных породах рифея характеризуются глубокими структурными и в меньшей мере минеральными преобразованиями. Характер изменения в значительной мере зависит от наличия или отсутствия цемента в зернистых породах. В бесцементных песчаниках и алевролитах возникают структуры гравитационной коррозии: конформные, инкорпорационные, микростилолитовые, обусловленные растворением слагающих их зерен под давлением. Данные структуры парагенетически тесно связаны со структурами регенерации, т.к. уходящие в раствор при давлении компоненты осаждаются по-соседству в виде регенерационных каемок, которыми обрастают минеральные зерна. В том случае, если источник вещества не локальный (местный), образуются крустификационные каемки, отличающиеся иным вещественным составом, нежели сами зерна.

Среди зернистых пород рифея имеются песчаники и алевролиты с наличием цемента, состав его может быть различным: гидрослюдистым, серицитовым, гидрослюдисто-хлоритовым, кварцевым. В породах богатых цементом, где непосредственное соприкосновение зерен исключено, образуются так называемые «бородатые» и шиповидные зерна кварца, которые характеризуются вращением аутигенных минералов от поверхности вглубь зерна. Еще одна разновидность структур, наблюдаемых в рифейских зернистых породах - структуры дифференциального скольжения, для которых типично развитие чешуек гидрослюды поперек границы раздела двух зерен, причем, вращая одновременно в два зерна чешуйки имеют одинаковое косо-наклонное направление относительно границы зерен. В цементе пород наблюдается кливаж течения, обусловленный однонаправленностью ориентировок чешуйчатых минералов. Не остается без

изменений и само вещество цемента: кварцевый склонен к процессам серицитизации и хлоритизации, серицитовый и серицито-хлоритовый подвержены карбонатизации.

Интенсивной переработке подвергаются и сами обломочные компоненты, слагающие зернистые породы. Прежде всего это выражается в растворении и коррозии, о которых упоминалось выше. Помимо указанных явлений устанавливаются процессы рекристаллизационно-грануляционного бластеза - как результат процесса перекристаллизации порообразующих компонентов в твердом состоянии. Минеральный аутигенез представлен широким спектром новообразований. Регенерационные каемки бывают выполнены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, реже - турмалином. По самим зернам перечисленных минералов, как правило, развиваются гидрослюды и слюды, иногда полностью замещая кластогенные компоненты. В межзерновых пространствах наблюдается распространение серицита, мусковита, хлорита, реже - биотита.

Постдиагенетические изменения карбонатных пород. Карбонатные породы рифея Южного Урала испытали постдиагенетические изменения от катагенеза до метаморфизма включительно, подобно глинистым и зернистым образованиям, однако преобразования, наблюдаемые в них, выражены не столь явно. Прежде всего изменения коснулись структур и текстур пород, в меньшей мере - вещественного состава.

Первичногустковые, комковатые, пелитоморфные тонкозернистые седименто-диагенетические структуры перерабатываются в процессе порообразования в кристаллические. В породах наблюдаются процессы перекристаллизации тонкого карбонатного материала с увеличением размера зерен, частичное растворение известкового материала до образования стилолитов, кристаллизация - в пустотах. Процесс перекристаллизации часто сопровождается явлениями автолизии зерен, т.е. их очищением в результате перемещения мелких включений к периферийным частям зерен.

Наблюдаемые текстуры карбонатных пород, подвергшиеся переработке, преимущественно вторичные. Это брекчиевые, полосчатые, пятнистые, «бурундучные», прожилковые и гнездовые (Л.В.Анфимов, 1988). Изменение вещественного состава заключается в замещении известкового материала доломитом и ожелезнении доломитов.

Необходимость объективной корреляции уровня постдиагенетической измененности глинистых пород с песчаными и карбонатными, поставили задачу соотношения минеральных фаций глинистых пород с минеральными фациями литогенеза. Характеристика минеральных фаций литогенеза Башкирского мегантиклинория приведена в **таблице 15**.

Анализ соотношения минеральных фаций глинистых пород с минеральными фациями литогенеза позволяет говорить о принципиальном совмещении уровня преобразования глинистых образований с уровнем переработки песчаных и карбонатных породах. Детальное же прослеживание стадийности изменения глинистых минералов, которые в ряду минералов-индикаторов занимают особое место, несомненно повышает надежность выделения как минеральных ассоциаций, так и определенных стадий.

Минеральные фации глинистых пород востока Русской платформы

Среди рассматриваемых глинистых пород Русской платформы выделены следующие фации.

Фация глин [хлорит-гидрослюдисто-монтмориллоновая]. Фация характеризуется присутствием всех типов глинистых минералов: монтмориллонита, хлорита, слюдоподобных минералов и гидрослюд, различных смешанослойных образований. Часть этих минералов является реликтовыми, часть - новообразованными. Структурные характеристики аутигенного слюдоподобного минерала: коэффициент кристалличности - 1,35, индекс кристалличности - 20,0, несомненно свидетельству-

Минеральные фации литогенеза терригенных отложений Башкирско-го мегантиклинория (по данным Л.В.Анфимова, Н.И.Кагармановой)

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Глинистые породы		
	Тип пород	Общие структуры	Частные изменения структур и текстур
1	Микросланцы пелитовые	Бластопелитовые	Кристаллизационная сланцеватость, гнездо-во-прожилковые тек-туры кальцита
2	Сланцы пелитовые		
3	Сланцы филлитовидные	Лепидобластовые	
4	Филлиты	Гранолепидобластовые	

Продолжение таблицы 15

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Песчаные породы		
	Тип пород	Общие структуры	Частные изменения структур и текстур
1	Песчаники цементные		Регенерация, конформа-ция, инкорпорация
2	Песчаники цементные, песчаники кварцитовидные	Псаммитовые	Конформация, инкорпо-рация, регенерация, микростиллолизация
3	Песчаники цементные, кварцитопесчаники	Бластопсаммитовые	Конформация, инкорпо-рация, микростиллоли-зация, регенерация, бластез, грануляция, шиповидные структуры
4	Песчаникокварциты, кварциты	Гранобластовые	Структуры дифференци-ального скольжения, бородачатые зерна кварца

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Карбонатные породы		
	Тип пород	Общие структуры	Частные изменения структур, текстур
1	Частично перекристаллизованные известняки и доломиты	Пелитоформные	Микростиллолитизация, гнездово-прожилковые текстуры карбонатов и кварца
2	Кристаллические известняки и частично мраморизованные доломиты	Микро-, мелко-,	
3	Мраморизованные известняки и доломиты	среднезернистые	
4	Мраморы известняковые и доломитовые	Средне-, крупнозернистые	

Окончание таблицы 15

№ п/п	Аутигенные минералы	Минеральные фации	Изменения пород	
			стадия	подстадия
1	Гидрослюда 1М, хлорит IIb ($\beta=97^\circ$), c/c/o, кварц, кальцит, доломит, полевые шпаты	Кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдистая	Катагенез	Поздний
2	Гидрослюда 1М, серицит 2M ₁ , хлорит IIb ($\beta=97^\circ$), c/c/o, кварц, кальцит, полевые шпаты	Кварцево-олевошпато-хлорито-серицито-гидрослюдистая	Метагенез	Ранний
3	Серицит 2M ₁ , гидрослюда 2M ₁ , 1М, хлорит IIb ($\beta=97^\circ$), c/c/o, кварц, полевые шпаты, альбит, эпидот	Кварцево-полевошпато-хлорито-гидрослюдисто-серицитовая	Метагенез	Поздний
4	Мусковит 2M ₁ , серицит 2M ₁ , хлорит IIb ($\beta=97^\circ$), кварц, полевые шпаты, альбит, эпидот, пиррофиллит, стильпно melan, тальк	Кварцево-полевошпато-хлорито-серицито-мусковитовые	Метаморфизм	Мусковит-хлоритовая субфация

ют о крайне низкой организации структуры новообразованного минерала.

Фация аргиллитов [хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистая (1M_ф, 1M)]. Фация характеризуется наличием

ем гидрослюды политипов 1М и 1М_d с большим содержанием разбухающих слоев, что подтверждают значения коэффициента кристалличности - 1,45, индекс кристалличности - 17,8, и присутствием широкой гаммы глинистых минералов. Наибольшее распространение имеют смешанослойные образования, представляющие собой различные комбинации слоев большинства присутствующих минералов. Преимущество в развитии имеют смешанослойные образования типа: гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит. В виде самостоятельных фаз отмечаются монтмориллонит, хлорит, каолинит.

Фашия микросланцев пелитовых [кварцево-полевошпато-хлорит-гидрослюдистая 1М)]. Основным парагенезом микросланцев пелитовых является гидрослюда 1М и хлорит. Эти минералы приобретают статус породообразующих. Окристаллизованность гидрослюды характеризуется структурными характеристиками: коэффициент кристалличности - 1,75, индекс кристалличности - 10,5. В качестве самостоятельной фазы присутствует каолинит, нечасто обнаруживаются реликты монтмориллонита. Широко распространены смешанослойные образования типа: гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда-хлорит.

Содержание основных окислов свидетельствует о динамике преобразования минералов, слагающих глинистые породы. Сумма содержаний малых элементов подтверждает тенденцию к их «сбросу» в процессе литогенеза, наблюдаемую в породах рифея Башкирского мегантиклинория.

Характеристика минеральных фаций глинистых пород востока Русской платформы приведена в таблице 16.

Минеральные фации литогенеза осадочных толщ востока Русской платформы

Проблема эпигенетических изменений пород и установление стадийности в их распространении на Рус-

ской платформе изучалась многими исследователями: М.М.Веселовской (1960, 1962), А.В.Копелиовичем (1965), В.И.Муравьевым (1962), И.М.Симановичем (1966), В.Д.Шутовым (1960, 1962). Изучение вторичных изменений осадочных пород в последние два десятилетия значительно продвинулись вперед. Новые данные, полученные при бурении скважин в различных точках Русской платформы, интересны дополнительной информацией и возможностью сравнения с имеющимися материалами.

Постдиагенетические изменения песчаных и карбонатных пород скв. Ярская-1. Песчаники, встреченные в отложениях зоны развития глин, не обнаруживают каких-либо изменений в структуре. Девонские песчаники (зона развития аргиллитов) свидетельствуют о структурных и текстурных изменениях, что проявляется в наличии конформно-регенерационной структуры и кальцитовых прожилков, секущих слоистость. Минеральный состав аутигенных новообразований песчаников тождественен минеральному составу новообразований аргиллитов.

Карбонатные породы верхней части разреза (пермские отложения) представлены доломитами, а средней и нижней (карбонатные и девонские отложения) - доломитовыми известняками и известняками. В известняках хорошо выражены органогенно-детритовые, пелитоформные, комковатые структуры. Вниз по разрезу от нижней перми можно наблюдать перекристаллизацию первичных структур известняка в мелко- и среднезернистые вторичные. При этом уничтожаются органические остатки и микрослоистость известняков. В нижних частях разреза (нижний карбон-средний девон) появляются гнездово-прожилковые текстуры (кальцит).

Глинистые минералы карбонатных пород хорошо коррелируются с минералами, встречаемыми в глинистых породах. В отложениях нижнего карбона скв. Яр-

**Минеральные фации глинистых пород отложений
востока Русской платформы**

№ п/п	Типы пород	Диоктаэдрические слоистые минералы							**, %
		Минеральные раз- но- видности	Поли- типные модифи- кации	*		Средние содержания основных окислов, %			
				К _к	И _к	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	
1	Глины	Слодоподобный минерал с большим содержанием разбухающих слоев		1,35	20,0	53,20	12,90	1,66	0,069
2	Аргиллиты	Гидрослюда с большим содержанием разбухающих слоев	1Ma, 1M	1,45	17,8	53,30	17,70	3,60	0,068
3	Микросланцы пелитовые	Гидрослюда	1M	1,75	10,5	56,20	18,70	4,30	0,057

ская-1 встречаются гумусовые угли и гумусово-сапропелевые сланцы. В этих углях отчетливо наблюдается среди форменных элементов обрывки кутикулы, макро- и микроспор. Окраска их оранжевая, что свидетельствует о невысокой степени углефикации углей, которые следует относить к бурым. Теплотворная способность угля определена 3224 ккал, аналитическая влажность 3,57% и зональность 43,27%, выход летучих в пересчете на горячую массу 65,31%. По Н.Б.Вассоевичу (1975, 1983), процессы изменения осадочных пород протекают в стадию катагенеза, в которой буроугольному этапу углефикации соответствует подстадия протокатагенеза, которая соотносится с подстадией раннего и среднего катагенеза по Н.В.Логвиненко (1974, 1984).

№ п/п	Другие глинистые минералы		Смешанно-слоистые образования	Минеральные фации	Изменения пород	
	Группа спектитов	Группа хлоритов, группа каолинита			Стадия	Подстадия
1	Монтмориллонит	Каолинит, хлорит	Гидро-сплюда-монтмориллонит, гидросплюда-хлорит	Хлорито-гидросплюда-дисто-монтмориллонитовая	Катагенез	Ранний
2				Хлорито-монтмориллонито-гидросплюда-дистая		Средний
3	Реликты монтмориллонита			Кварцево-полевошпато-хлорито-гидросплюда-дистая	Катагенез	Поздний

* - структурные характеристики

K_k - коэффициент кристалличности; I_k - индекс кристалличности

** - сумма содержания малых элементов, см. таблицу 14

Таким образом, принимая во внимание агрегатное состояние глинистых пород, парагенез аутигенных минералов, отсутствие существенных структурно-текстурных изменений, породы верхней части разреза скв. Ярская-1 (пермь) следует отнести к стадии раннего катагенеза. Средняя и нижняя часть разреза (низы среднего карбона-девон) по преобразованию глин в аргиллитах, характерному набору существующих минералов, а кроме того начавшемуся процессу перекристаллизации первичных структур карбонатных пород, наличию прожилково-гнездовых текстур, конформно-регенерационных структур в песчаниках и степени углефикации органического вещества следует отнести к стадии среднего катагенеза.

Постдиагенетические изменения песчаных и карбонатных пород скв. Саранульская-2. Песчаные породы в

разрезе скважины обладают конформно-регенерационными структурами. В кварцитовидном песчанике (обр. 208/13) можно наблюдать относительно высокую степень совершенства регенерации обломочных зерен, что выражается в развитии собственных кристаллических граней.

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. Основная масса известняков обычно микритовая, иногда частично переходит в спарит. В верхних и средних частях разреза отмечаются пелитоформные, комковатые виды структур известняков. Раковины фузулинид, створок брахиопод сохраняют особенности внутреннего строения: микрозернистость, волокнистость и т.п.

Доломит в разрезе скважины является вторичной карбонатной породой (обр. 146/3). Он характеризуется среднезернистой структурой, в которой явно различается ромбоэдрическая форма зерен. В породе сохранились незамещенные остатки спикул губок и других органических остатков. Перекристаллизация карбонатных пород проявляется неравномерно.

В отложениях нижнего карбона скв. Сарапульская-2 вскрыты гумусово-сапропелевые угли. Петрографические исследования свидетельствуют о невысокой степени углификации (буроугольная стадия).

Набор глинистых пород - аргиллитов и микросланцев, парагенез характерных для них минералов, частичная перекристаллизация карбонатных пород, появление прожилково-гнездовых структур, хорошо выраженные конформно-регенерационные структуры в песчаниках, позволяет отнести почти весь разрез скв. Сарапульская-2 к стадии среднего катагенеза, за исключением последних 100 м - зоны развития рифейских микросланцев, которые попадают в стадию позднего катагенеза.

Постдиагенетические изменения песчаных и карбонатных пород скв. Тимано-Печорская. Изученные образцы песчаников этой скважины обнаруживают конформно-регенерационные структуры. В отложениях верхнего и среднего девона отмечаются нечастые микростилолитовые швы, инкорпорации кварцевых зерен. Состав тон-

кодисперсных минералов песчаников тождественен составу глинистых минералов микросланцев пелитовых.

Образцы изученных карбонатных пород представлены известняковыми мергелями. Микроструктура этих пород пелитоморфная, неперекристаллизованная. Тонкодисперсные минералы мергелей выражены парагенезом гидрослюда, хлоритов, смешанослойных образований (гидрослюда-монтмориллонит), каолинита.

Совокупность аргиллитов и микросланцев пелитовых с характерными для них парагенезами аутигенных минералов, структурно-текстурными перестройками, наблюдаемыми в песчаных и карбонатных породах, позволяет отнести отложения, вскрытые этой скважиной, к стадии катагенеза: верхний девон и часть среднего - средний катагенез, низы среднего девона - поздний катагенез. Следует отметить при этом, что породные разновидности этой скважины обладают различной степенью изменения, не обнаруживая закономерности в усилении степени преобразования пород вниз по разрезу.

Постдиагенетические изменения песчаных и карбонатных пород скв. Колвинская-1. Песчаники, встреченные в разрезе скв. Колвинская-1, обнаруживают конформно-регенерационные структуры. В отдельных образцах наблюдается микростилолитовые швы, регистрируется явления инкорпорации кварцевых зерен.

Карбонатные породы представлены известняками. Степень перекристаллизации карбонатных пород неравномерная, она зависит от содержания примеси глинистого вещества. В местах повышенного содержания глинистого материала сохраняются пелитоморфные и комковатые первично-седиментогенные структуры известняков. В тех участках, где глинистого вещества нет или его содержание понижено, отмечаются микро- и мелкозернистые структуры основной массы породы.

Учитывая всю совокупность выше перечисленных постседиментационных изменений глинистых пород, известняков и песчаников, можно полагать, что скв. Колвинская-1 вскрыла зону среднего катагенеза.

Минеральные фации литогенеза, выделенные в осадочных отложениях Русской платформы на основе минеральных критериев с привлечением структурно-текстурных признаков изменения терригенных пород, приведены в **таблице 17**. Они не нарушают границ минеральных фаций глинистых пород и соответствуют стадийности изменения, выделенной ранее. Следует отметить, что уровень преобразования структурно-текстурных признаков терригенных пород невысок, поэтому прослеживание преобразований глинистых минералов, и выделение минеральных фаций измененных пород приобретает особое, определяющее значение.

Стадии литогенеза

Процессы осадочного породообразования изучаются давно, но единого мнения у исследователей относительно границ стадий и их наименований не существует и в настоящее время. В связи с этим есть необходимость кратко остановиться на вопросах терминологии и номенклатуры стадий и этапов осадочного породообразования.

Немецкие ученые под термином диагенеза со времени И.Вальтера (I.Walter, 1894) понимают изменение осадков и пород. К.Гуммель (K.Hummel, 1922), У.Ветцель (U.Wetzel, 1923) и К.Андре (K.Andree, 1911) ограничивали стадию диагенеза изменением осадков, выделяя более сильные изменения под стадией - цементация. Во франкоязычной литературе термин диагенез нашел самое широкое распространение. Одни исследователи подразумевают под ним все процессы, следующие после седиментации до метаморфизма - А.Ватан (A.Vatan, 1967), А.Ломбард (A.Lombard, 1956), Х.Термье [X.Termier, 1960], другие - Б.Кюблер (B.Kubler, 1964), Г.Дуанье де Сегонзак (G.Segonsac, 1969) понимают под диагенезом изменения осадков и собственно осадочных пород, выделяя преобразования уже измененных осадочных по-

род, но до метаморфизма - в анхизону. Г. Дуанье де Сегонзак подразделяет при этом диагенез на ранний и поздний.

Большинство англоязычных исследователей к диагенезу относят все изменения осадков и пород до метаморфизма. У. Твенхофел (W. Twenhoffel, 1936) и З. Фербридж (Z. Fairbrige, 1967) подразделяют диагенез на два этапа.

В отечественной литологии стадийный анализ получил развитие в работах многих исследователей и изменения пород в процессе породообразования имеют более дробное подразделение. Все авторы изменения осадков и преобразования пород относят к разным стадиям. Стадия изменения осадков употребляется с некоторыми вариациями в названиях при преимуществе употребления термина диагенез. Выделение в этой стадии подстадий предприняли Л. В. Пустовалов (1940), разделивший диагенез на ранний и поздний, Н. Б. Вассоевич (1962), различавший прото-, мезо- и аподиагенез и Н. М. Страхов (1953), по мнению которого, в диагенезе можно выделить три этапа - ранний, средний и поздний.

Стадии изменения пород выделяются и обозначаются различными исследователями также по-разному. Это - катагенез у А. Е. Ферсмана (1922), эпигенез у Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1969) и Н. М. Страхова (1953). Для обозначения более поздних изменений пород был введен термин метагенез. Н. М. Страхов (1957) называл метагенезом все изменения пород от диагенеза до метаморфизма. Н. Б. Вассоевич (1957) предложил термин метагенез вместо метаморфизма. А. Г. Коссовская и др. (1957) выделили метагенез отдельной промежуточной стадией между катагенезом и метаморфизмом. Позднее, Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко (1959), Н. В. Логвиненко и Г. В. Карпова (1971), Н. В. Логвиненко и Л. В. Орлова [1987] разделили процессы изменения пород от диагенеза до метаморфизма на ката- и метагенез.

В настоящей работе выделение стадий осадочного породообразования проводится по Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [1987], как наиболее аргументированное, детально разработанное и широко применяемое. Стадия

**Минеральные фации литогенеза осадочных отложений
востока Русской платформы**

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Глинистые породы		
	Тип пород	Общие структуры	Частные изменения структур и текстур
	1	2	3
1	Глины	Пелитовые	Гнездово-прожилковые текстуры (кальцит)
2	Аргиллит	Пелитовые, очаги бластопелитовых	
3	Микросланцы пелитовые	Бластопелитовые, алевробластовые	

Продолжение таблицы 17

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Песчаные породы		
	1	2	3
	1	Песчаники	Псаммитовые
2	Песчаники		
3	Песчаники		

Продолжение таблицы 17

№ п/п	Структурно-текстурные изменения осадочных пород		
	Карбонатные породы		
	1	2	3
	1	Известняки, доломиты	Органогенно- детритовые, полигоморфные, комковатые
2	Известняки, доломиты		
3	Известняки, доломиты, частично перекристалли- зованные		

Минеральная фация	Изменения пород	
	Стадия	Подстадия
Хлорито-гидрослюдисто- монтмориллонитовая	Катагенез	Ранний
Хлорито- монтмориллонито- гидрослюдистая		Средний
Кварцево-полевошпато- хлорито-гидрослюдистая		Поздний

катагенеза, согласно классификации Н.В.Логвиненко (1984), разделяется на три этапа (подстадии). Ниже дается краткое описание минеральных и структурно-текстурных особенностей, характерных для каждой стадии пороодообразования рассматриваемых отложений.

Подстадия раннего катагенеза выделена в разрезе скв. Ярская-1. Наблюдаемые литологические разновидности представлены глинами, доломитами, известняками, песчаниками. Парагенезы минералов близки к диагенетическим и представлены: каолинитом, хлоритом, монтмориллонитом, смешанослойными образованиями, гидрослюдой и слюдоподобными минералами, опалом, халцедоном, кальцитом и сульфидами. Структуры и текстуры пород остаются неизменными. Подстадия среднего катагенеза выделена в разрезах скважин Ярская-1, Сарапульская-2, Тимано-Печорская. Породы представлены аргиллитами, известняками, доломитами и песчаниками. Из минералов характерны гидрослюда $1M_d$ и $1M_1$, хлорит, каолинит, смешанослойные образования, монтмориллонит. На этой стадии начинаются изменения минерального состава, заметные, но не настолько сильные, чтобы стереть черты диагенетического минералообразования. Этап среднего катагенеза характеризуется уплотнением глинистых пород, в результате чего глины преобразуются в аргиллиты. Изменения затрагивают и структурно-текстурные характеристики пород. В глинистых породах намечается кристаллизационная сланцеватость, структуры можно отнести к blastopelitic.

В песчаниках видны явления регенерации, конформации, инкорпорации. Карбонатные породы претерпевают изменения, связанные с частичной перекристаллизацией, появлением микростилолитов, особенно в участках с присутствием глинистого вещества.

Подстадия позднего катагенеза выделена в разрезах скважин Тимано-Печорская, Колвинская-1, Сарапульская-2 и Башкирского мегантиклинория. Породы представлены микросланцами пелитовыми и частично перекристаллизованными известняками и доломитами. На этой подстадии можно наблюдать существенное упрощение минерального состава: отсутствие монтмориллонита в качестве самостоятельной фазы, резкое снижение содержания смешанослойных образований. Широкое распространение имеет гидрослюда политипа 1М. Структурно-текстурные преобразования связаны с появлением конформных, инкорпорационных микростилолитовых структур. В цементе зернистых пород становится заметна гидрослюдизация и хлоритизация.

Подстадия раннего метагенеза выделяется только в отложениях рифея Башкирского мегантиклинория. Для раннего метагенеза характерно развитие сланцев пелитовых, песчаников кварцитовидных, перекристаллизованных известняков и доломитов. Аутигенные минералы: гидрослюды политипов 1М и 2М₁ при преимущественном распространении политипа 1М, хлорит Пв ($\beta=97^\circ$), смешанослойные образования типа хлорит-вермикулит. В песчаниках наблюдаются конформно-регенерационные структуры и микростилолиты; в сланцах - кристаллизационная сланцеватость. Карбонатные породы полностью перекристаллизованы.

Подстадия позднего метагенеза характеризуется основательной структурной переработкой и глубокими минеральными изменениями пород, которые представлены филлитовидными сланцами, кварцитопесчаниками, мраморизованными известняками и доломитами. Парагенез минералов представлен серицитом и гидрослюдой

политипов 1М и 2М₁, с преобладанием 2М₁, хлоритом Пв ($\beta=97^\circ$), реликтами смешанослойных образований с хлоритовым пакетом, появлением новообразованных альбита и эпидота. В песчаных породах широко развиты явления бластеза и грануляции. Возникает вторичный грануляционный цемент, «шиповидные» структуры. Развивается катаклиз, направленная коррозия зерен. Карбонатные породы приобретают гетеробластовые, средне- и крупнокристаллические структуры.

Метаморфизм отличается полным преобразованием минерального состава и структурно-текстурных признаков пород, что приводит к их перерождению. На этой стадии широким распространением пользуются филлиты, кварциты, мраморы. В цементе песчаных, нерастворимом минеральном остатке карбонатных пород, а также в глинистых породах развита ассоциация серицита и мусковита 2М₁, хлорита Пв ($\beta=97^\circ$), альбита, эпидота. Нередки новообразования биотита, отмечены стильпномелан и пиррофиллит [Карпова, Тимофеева, 1974], встречаются тальк, стильбит и сапонит. Развиты структуры, характерные для метаморфических пород - сланцеватые, стилолитовые, сегрегационно-линзовидные, шиповидные. Интенсивно проявляются направленная коррозия и кристаллизация - образования «бородатых» зерен, кливаж течения и размыва. Карбонатные породы характеризуются гранобластовыми, крупнокристаллическими структурами. Широко представлены прожилково-гнездовые текстуры.

Из сказанного выше следует, что породы Башкирского мегантиклинория изменены в пределе поздний катагенез - поздний метагенез. По набору аутигенных, сохранности обломочных минералов, структурно-текстурным преобразованиям отложения рифея признаются существенно метаморфизованными. На фоне регионально развитого метагенеза необходимо отметить очаговость распространения зон повышенного метаморфического преобразования пород.

Породы палеозойского чехла востока Русской платформы изменены в пределе ранний - поздний катагенез, т.е. охватывают только зону катагенеза. Учитывая то, что зона катагенеза характеризуется значительной сохранностью первоначального состава, слабой интенсивностью новообразований, малосущественными структурно-текстурными перестройками, изученные породы востока Русской платформы можно отнести к нормально осадочным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы эволюционного изучения глинистых минералов, как и других минералов осадочного генезиса, могут быть различны. Однако, прежде всего, они связаны с характеристиками литогенеза, так как позволяют детализировать геологическую историю того или иного региона и получить четкое представление о процессах минералогнеза. Глинистые породы представляют собой сложные для исследования минеральные системы, которые наиболее информативны для расшифровки осадочного пороодообразования. Поэтому изучение глинистых пород Башкирского мегантиклинория проводилось с позиций стадийного анализа с целью прослеживания характерных особенностей процессов литогенеза в отложениях рифея.

Выводы, следующие из материалов, приведенных в данной монографии, могут быть представлены следующим образом. Ряд особенностей минерального состава, установленный в породах разреза свидетельствует о последовательном сокращении аллотигенных минералов в процессе их изменения и закономерно-одновременном увеличении аутигенных минералов. Из аутигенных глинистых минералов преобладающими и повсеместно распространенными следует признать: диоктаэдрические слюдистые минералы, хлориты и смешанослойные образования. В группу диоктаэдрических слюдистых минералов входят: гидрослюды, серицит и мусковит, которые

образуют эволюционный минеральный ряд, обусловленный структурной трансформацией: $1M_d-1M-2M_1$. Хлориты, вторые по содержанию и распространению минералы, относятся к группе триоктаэдрических и принадлежат одному структурному типу - IIb ($\beta=97^\circ$). Наличие устойчивого минерального парагенеза: диоктаэдрических слоистых минералов и хлоритов при устойчивости структуры хлоритов и закономерной трансформации слюд является характерной чертой литогенетической преобразованности глинистых пород Башкирского антиклинория. Смешанослойные минералы не имеют широкого распространения, обладая преимущественным развитием в наиболее молодых и менее измененных породах. Они представляют собой метастабильные образования, характеризующиеся переслаиванием относительно устойчивых при определенных P-T условиях минеральных фаз, либо промежуточных разностей между ними.

Ранее было показано (Л.В.Анфимов, 1988), что глинистые породы, принимающие участие в сложении литологических комплексов Южного Урала, по признакам интенсивности вторичных изменений подразделяются на следующие петрографические типы: микросланцы пелитовые, сланцы пелитовые, сланцы филлитовидные, филлиты. Каждая из указанных выше петрографических последовательностей обладает конкретной, характерной только для нее, минеральной ассоциацией.

Детальное исследование минеральных парагенезов глинистых образований, изучение специфики последовательности изменений самих минералов внутри парагенезов позволило сделать вывод об особой значимости группы диоктаэдрических слоистых силикатов в аутигенном минералогенезе. Эта группа минералов является основной породообразующей составляющей (при содержании 60-95 %), а закономерные трансформации структурных особенностей служат индикаторными характеристиками литогенеза в разрезе уральского рифея. Появление каждой новой генерации слоистых минералов обуславливает переход одного петрографического типа

глинистых пород в другой и определяет смену стадий литогенеза. Стадийность эволюции глинистых минералов предполагает этапность преобразования глинистых пород, которые в свою очередь служат индекс-породами для выделения зон предметаморфизма: развитие микросланцев пелитовых соответствует стадии катагенеза, сланцев (пелитовых и филлитовидных) - стадии метагенеза, филлитов - стадии низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма.

В распространении зон постдиагенетических изменений пород в пределах Башкирского мегантиклинория наблюдается отчетливо выраженная зональность, которая проявляется в усилении преобразований в направлении с запада на восток и от более молодых отложений к более древним. Интенсивность преобразования осадочных толщ западных разрезов Башкирского мегантиклинория, слагаемых, в основном, породами верхнего рифея, соответствует стадии катагенеза. При движении на восток, с переходом к породам среднего и нижнего рифея прослеживается обширная зона развития метагенеза. В метагенетически измененных отложениях восточных частей Башкирского мегантиклинория отмечаются ареалы локально развитого низкотемпературного метаморфизма.

Анализируемые данные позволяют сделать предположение о полиэтапности преобразований осадочных толщ рифея. Собственно литогенетические процессы, обусловленные образованием и одновременным погружением отложений на глубину, изменили породы рифейских комплексов до стадии катагенеза. Сохранившимся фрагментом единой картины литогенетической измененности можно считать отложения верхнего рифея на западе структуры. Последующие метагенетические преобразования не являются следствием простого погружения породного бассейна. Они носят наложенный характер и обусловлены процессами тектоно-магматической активизации. Ареал метагенетических изменений рифейских пород представляет собой зону затухающего метаморфизма и сечет границы катагенеза. Метагенетические преобразования рифейских отложений - интегральный

результат продолжительного воздействия эндогенного теплового потока, источник которого находился на востоке.

Ареалы зон метаморфизма развиты среди метавулканических измененных пород. Филлиты, содержащие новообразованные биотит, пирофиллит, тальк, стильпномелан, не всегда относятся к самым древним нижнерифейским отложениям, а могут принадлежать и более молодым средне- и верхнерифейским, что лишнее доказывает наложенный характер данного процесса. Изотопный K/Ar возраст образования филлитов приближен к 400 млн. лет, что принимается в качестве датировки метаморфизма [Анфимов, Кагарманова, 1994].

Рассмотрены основные минералого-петрографические типы глинистых пород Башкирского мегантиклинория; дана системная характеристика минералов их слагающих, как с точки зрения минералогии глин, так и с позиций стадийного анализа. Глинистое вещество характеризуется количественными показателями химического состава, структурных особенностей и степени вторичных изменений. Особое внимание концентрируется на кристаллохимических возможностях порообразующих минералов: диоктаэдрических слюдах, как индикаторах преобразования пород.

Прослежена минеральная эволюция глинистых пород и установлен единый ряд стадийных преобразований глинистых отложений в стратотипическом разрезе рифея.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 244 с.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 288 с.

Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И. Минеральные фации литогенеза глинистых образований рифейского разреза на Южном Урале//Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993. С. 7-8.

Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И. Диоктаэдрические слоистые минералы в литогенезе рифейских глинистых отложений Южного Урала//Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993. С.22-25.

Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И. Постидиагенетические изменения глинистых пород в стратотипическом разрезе рифея Южного Урала//Геология и геофизика. 1995. № 5. С. 122-127.

Бибешев И.И., Ероцев-Шак В.А., Макаров Ю.В. Катагенетические изменения глинистых минералов в юрских отложениях Гиссарского хребта и его отрогов//Глинистые минералы в литогенезе. М.: Наука, 1986. С.42-51.

Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И. и др. Стратотипический разрез рифея//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С.71-85.

Вассоевич Н.Б. Стадии литогенеза//Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 85-96.

Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1972. 176 с.

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. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С.149-200.

Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода)//МГК. XXII сессия. Проблема 3: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С.128-157.

Гаррис М.А., Казакова Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд)//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С.413-456.

Гаррис М.А., Лозовая Л.С., Меньшиков Р.Т. и др. О критериях пригодности минералов для калий-аргонового датирования//Со-

стояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С.46-51.

Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста/Комиссия по определению абс. возраста геол. форм. XVI сес. М.: Наука, 1973. 414 с.

Геохимия литогенеза. М.: Наука, 1963. 460 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А. Поведение Rb и Sr в процессе осадочного породообразования. Сообщение II. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма//Литология и полезные ископаемые. 1984. № 2. С. 87-109.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР//Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии. Уфа: Башгосиздат, 1940. С.6-114.

Градусов Б.П. О неоднородности смешанослойных образований//Геология и разведка. 1973. № 2. С.40-46.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геокристаллохимия породобразующих диоктаэдрических смектитов//Литология и полезные ископаемые. 1980. № 1. С.84-115.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 232 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1975. 256 с.

Зверев В.П. Гидрогеохимия осадочного процесса. М.: Наука, 1993. 175 с.

Зхус И.Д. Глинистые минералы терригенных отложений. М.: Наука, 1977. 114 с.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. Уфа: Башгосиздат, 1937. Вып. 7. С.1-28.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.И. и др. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М. и др. К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюд и аргиллитов для возрастного расчленения пород K/Ag методом//Геохимия. 1973. № 11. С.1620-1627.

Ивановская Т.А., Смелов С.Б. Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г.Миньяра)//Литология и полезные ископаемые. 1976. № 1. С.147-151.

Изотопная геохронология докембрия. Л.: Недра, 1989. 159 с.

Кагарманова Н.И. Минеральные фации глинистых пород рифейских отложений северо-западного окончания Башкирского ме-

гантиклинория//Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1996. 21 с.

Казанский Ю.П. Особенности вторичных преобразований в терригенно-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа//Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1987. С.180-205.

Казанский Ю.П., Бетехтина О.А., Ван А.В. и др. Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов). Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.

Калеганов Б.А., Анфимов Л.В., Казарманова Н.И. и др. Влияние метаморфизма на соотношение геологического и изотопного К-Аг возрастов некоторых глинистых пород рифея востока Русской платформы и Южного Урала//Ежегодник-1993/ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С.43-45.

Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972. 172 с.

Карпова Г.В., Тимофеева З.В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С.45-55.

Кац Ш.Н. Металлогенические аспекты регионального метаморфизма рифейских отложений западного склона Башкирского Урала//Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С.49-55.

Кац М.Я., Шутов В.Д., Дриц В.А. и др. Факторы, определяющие "аномальные" значения абсолютного возраста глауконита//Доклады АН СССР, 1974. Т. 219, № 1. С.58-61.

Келлер Б.М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия//Советская геология. 1973. № 6. С.3-17.

Келлер Б.М., Козлов В.И., Раабен М.Е. и др. Стратиграфия рифея и венда Башкирского мегантиклинория//Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. С.8-106.

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.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенных комплексов Вилуйской впадины Западного Верхоянья. М.: Наука, 1962. 204 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Стадиальный анализ парагенетических минеральных ассоциаций//Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С.248-252.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Характер изменения терригенных пород при эпигенезе (позднем диагенезе) и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны//Вопросы минералогии осадочных образований. Т. 2. Львов: Изд-во Львовского ун-та. 1955. С.155-157.

Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Роль ди- и триоктаэдрических глинистых минералов в осадочных образованиях//Геология и разведка. 1993. № 2. С.54-63.

Котельников Д.Д., Работнов В.Т., Солодкова И.А. и др. Структурные и генетические особенности глинистых минералов в фундаменте и базальных слоях докембрия юга Сибирской платформы//Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С.35-38.

Котельников Д.Д., Солодкова И.А., Соболева С.В. Глинистые минералы в рифейско-нижнекембрийских отложениях юго-западной части Катангской седловины (Сибирская платформа)//Бюлл. МО-ИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 2. С.76-81.

Котов Н.В. Термодинамические условия позднего катагенеза и начального метаморфизма горных пород//Глинистые минералы в литогенезе. М.: Наука, 1986. С.90-103.

Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. 88 с.

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.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Наука, 1987. 237 с.

Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: Товарищество научных изданий КМК ЛТД, 1995. 170 с.

Маракушев А.А. Соотношение литогенеза и метаморфизма//Глинистые минералы в литогенезе. М.: Наука, 1986. С.103-112.

Неручев С.Г., Вассоевич И.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием//Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47-62.

Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 207 с.

Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н. Методические рекомендации по учету геохимических причин искажений калий-аргоновых дат. М.: ИМГРЭ АН СССР, 1982. 50 с.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1948. 407 с.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.

Раабен М.Е., Комар Вл.А. Граница нижнего и верхнего каравая в уральском стратотипе//Известия АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С.86-96.

Рекишинская Л.Г. Влияние генетических особенностей глинистых пород на их эволюцию в катагенезе - начальном метакатагенезе//Глинистые минералы в литогенезе. М.: Наука, 1986. С.63-79.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя//Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Геолтехиздат, 1963. С.45-54.

Солодкова Н.А., Звягин Б.Б., Котельников Д.Д. и др. Структурные и генетические особенности глинистых минералов в отложениях позднего докембрия Енисейского кряжа и Камско-Тасеевской впадины//Геология и разведка. 1975. № 8. С.33-51.

Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1983. 184 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: УФАН СССР, 1976. С.16-24.

Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др. Новое в изучении о стадиях осадочного породообразования//Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С.58-83.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: ПГО Уралгеология, ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980. 124 л.

Франк-Каменецкий В.А., Котов В.Н., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Р-Т-параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.

Хмелевский В.А., Зинчук И.Н. Постседиментационные изменения мезозойских осадочных отложений северной части Ангаро-Вилуйской прогиба//Геология и геофизика. 1982. № 4. С.25-32.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза//Литология и полезные ископаемые. 1992. № 3. С.3-22.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 131 с.

Юдович Я.Э., Гареев Э.З., Кетрис М.П. Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах//Геохимия. 1991. № 5. С.689-700.

Янаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах миеогосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 151 с.

Arkai P., Lilkes-Filvari G.Y. The effects of lithology, bulk chemistry and modal composition on illite "Crysralinity": A case study from the Bakony Mts, Hungary//Clay Miner. 1993. 28. № 3. P.417-433.

Bailey S.M. Chlorites//Soil components. V. II. Chap 7. Springer-Verlag. 1975. № 4. P.192-260.

Bailey S.M. Summary of recoventionation of AIPEA nomenclature committe on clay minerals//American Mineralogist. 1980. V. 65. P.1-7.

Blindo D., Martin D., Vidales J.L. et al. Corrensite-type clay minerals from Taro Valley (North Italy)//Miner. et petrogr. Acta. 1992. V. 35. P.215-222.

Clauer N., Rais Naual, Schaltegger U. et al. K-Ar systematics of clay-to-mica minerals in a multi-stage low-grade metamorphic evolution//Chem. Geol. 1995. v. 124. № 3-4. P.305-316.

Dunoyer de Segonsac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism//Sedimentology. 1970. V. 15. № 3-4. P.281-346.

Guggenheim S., Martin R.T. Definition of clay and clay minerals: joint report of the AIPEA and SMS nomenclature Committees//Clay Miner. 1995. V. 30. 3. P.257-259.

Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.F. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediment. - I Mineralogical and che-mical evidence//Bull. Geol. Soc. Am. 1976. V. 78. № 5. P.725-737.

Huon Sylvain, Burkhard Martin, Hunziker Johannes-Christopher. Mineralogical K-Ar, stable and Sr isotope systematics of K-white micas during very low-grade metamorphism of limestones (Helvetic nappes, western Swidzerland)//Chem. Geol. 1994. P.347-376.

Kubbler B. Evolution quantitative du metamorphism par la cristallinite de l'illite. Etat des prigres ces dernieres anees//Bull. Centre Res. Pan - S.N.P.A. 1968. V. 2. № 2. P.385-397.

Srodon J., Morgan D.J., Eslinger E.V. et al. Chemistry of illite /smectite and end-member illite//Clay and Clay Miner, 1986. V. 34. P. 368-378.

Sucha Vladimir, Kraus Ivan, Mosser Christine, Hroncova Zusana et al. Mixed-layer illite-smectite from the Dolna ves hydrothermal deposit, the Western Carpathians Kremnica Mts//Geol. Carpath. Ser. 1. 1992. № 1. P.13-19.

Trachuk E. Quantitative criterias fon determination of the diagenesis stages of clay deposita//29th Int. Geol. Congr. Kyoto, 24 Aug.-Sept. 1992. Abstr. Vol. 1 P.103

Underwood Michael B., Brocculeri Thomas, Bergfled Deborah et al. Statistical comparison between illite cristallinity and vitrinite reflectaruce. Kandik region of East-Central Alaska//US Geol. Surv. Bull. 1992. P.222-237.

Velde B., Vasseur G. Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time temperature space//*Amer. Miner.* 1992. 77. № 9 10. P.967-976.

Weaver C.E. Possible uses of clay minerals in Search for oil//*Bull Amer. Petrol. Geol.* 1960. V. 44. № 9. P.35-48.

Weaver C.E., Wampler J.M. K. Ar, illite burial//*Bull. Geol. Soc Am.* 1970. V. 81. № 11. P.3432-3430.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	5
Геологическое строение Башкирского мегантиклинория	5
Стратиграфия и литология	7
Тектоника	17
Полезные ископаемые	19
Глава II. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	20
Микроскопическое изучение глинистых пород	21
Рентгенографический анализ и количественная интерпретация его результатов	21
Термический анализ	25
Петрохимические исследования	27
Спектральный анализ	28
Калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста	28
Глава III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ	29
Петрографический очерк	29
Рентгенографическая характеристика глинистых минералов	41
Термическая характеристика глинистых минералов	84
Химический состав глинистых пород	96
Распределение микроэлементов в глинистых отложениях	108
Кажущийся K-Ar возраст пород	112
Глава IV. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ЛИТОГЕНЕЗА	119
К вопросу выделения минеральных фаций	119
Минеральные фации глинистых пород Башкирского мегантиклинория	122
Минеральные фации литогенеза осадочных толщ рифея Башкирского мегантиклинория	128
Минеральные фации глинистых пород востока Русской платформы	131
Минеральные фации литогенеза осадочных толщ востока Русской платформы	134
Стадии литогенеза	140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	146
ЛИТЕРАТУРА	150

Научное издание

Надежда Ивановна Кагарманова

**ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ
БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ**

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геологии и геохимии УрО РАН
и НИСО УрО РАН

ЛР № 020764 от 24.04.98

Технический редактор Н.Р.Рабинович

Оригинал-макет подготовлен
в Институте геологии и геохимии УрО РАН А.В.Масловым

НИСО УрО РАН № 71(98). Подписано в печать 21.05.1998 г. Формат 60x80 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 11,25. Тираж 200. Заказ 507

620151, г.Екатеринбург, Почтовый пер., 7, ИГиГ УрО РАН

Цех № 4 АООТ "Полиграфист", г.Екатеринбург, ул.Тургенева, 20