
В. К. ГОЛОВЕНОК

**ВЫСОКОГЛИНО-
ЗЕМИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ**

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. К. ГОЛОВЕНОК

ВЫСОКОГЛИНО-
ЗЕМИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ

552.52
559.71/82

2233



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1977



Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., «Недра», 1977. 268 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

В работе на основе личных исследований автора и обобщения литературных данных дается характеристика высокоглиноземистых формаций докембрия. Монография состоит из трех частей.

Первая часть посвящена методическим вопросам: сохранности исходного химического состава глинистых отложений в процессе регионального метаморфизма, особенностям химического состава различных минеральных типов неметаморфизованных глин, предлагаемой автором методике изучения и графического изображения химического состава осадочно-метаморфических пород, принципам и критериям выделения высокоглиноземистых пород и формаций в метаморфических толщах докембрия.

Во второй части работы приводится сравнительная характеристика отдельных осадочно-метаморфических комплексов, вмещающих первично глинистые породы и формации различного состава. Всего описано более 20 таких комплексов протерозойского возраста из различных районов Байкальской горной области, Западного Таймыра, Енисейского кряжа, Южного Урала, Кольского полуострова, Карелии, Украины и КМА, Шотландии, Ирландии, Южной Африки и Канады. Описаны строение разрезов, литолого-петрографический и химический состав пород, взаимоотношения первично глинистых и песчано-глинистых формаций с подстилающими и перекрывающими образованиями, ассоциации с формациями другого состава и т. д.

Третья, обобщающая, часть монографии посвящена выделению, типизации и характеристике высокоглиноземистых (и связанных с ними) формаций докембрия. Рассматриваются их литолого-геохимические особенности, взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами, условия образования, полезные ископаемые, стратиграфическое значение высокоглиноземистых формаций.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением различных проблем осадочной геологии докембрия.

Табл. 29, ил. 62, фототабл. 4, список лит. 227 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологической литературе по докембрийским осадочно-метаморфическим образованиям, особенно по глубоко метаморфизованным кристаллическим породам раннего докембрия, весьма часто встречаются такие термины, как «высокоглиноземистые гнейсы и сланцы», «высокоглиноземистые породы», «высокоглиноземистые толщи», а в последнее время и «высокоглиноземистые формации». Четкого определения этих понятий нет ни в региональных очерках по геологии докембрия, ни в справочно-методических пособиях. На практике под указанными названиями обычно выделяют породы или их комплексы, содержащие дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, гранат и другие высокоглиноземистые минералы, причем относительное количество этих минералов учитывается далеко не всегда, а чаще вообще не учитывается. В результате в категорию «высокоглиноземистых» сплошь и рядом попадают породы, содержащие не более 15—18% глинозема. Такие содержания являются рядовыми для самых обычных и наиболее распространенных песчано-глинистых отложений полимиктового состава.

В то же время среди докембрийских осадочно-метаморфических образований ряда районов СССР и зарубежных стран известны толщи, почти целиком сложенные кристаллическими или глинистыми сланцами с действительно высоким содержанием глинозема, достигающим 24—30% и более. Такие толщи установлены среди метаморфизованных докембрийских отложений Кольского полуострова, Украины, Урала, Енисейского края, Байкальской горной области. За рубежом они известны в Шотландии, Северной Ирландии, США, Кении, Южно-Африканской Республике и других районах. Эти толщи представляют собой, как правило, самостоятельные первично глинистые формации, которые, как и слагающие их породы, вполне справедливо называть высокоглиноземистыми.

Имеющиеся в литературе данные указывают на своеобразие высокоглиноземистых формаций и несомненное сходство их с определенными типами фанерозойских отложений. Слагающие их кристаллические или глинистые сланцы по химическому составу очень близки к каолинистым глинам. В геологических разрезах толщи таких сланцев ассоциируют с существенно кварцевыми породами обломочного происхождения и вместе с ними нередко приурочены к основанию крупных осадочных циклов. В отдельных районах под этими комплексами отложений улавливаются остатки метаморфизованной древней коры химического выветривания. Высокоглиноземистые сланцы характери-

зуются очень строгим и своеобразным набором метаморфических минералов и в сочетании с кварцевыми породами являются прекрасным маркирующим репером при стратиграфическом расчленении и корреляции. Они легко выделяются в разрезах при любой степени метаморфизма пород и в ряде случаев уверенно прослеживаются на десятки и сотни километров, как, например, высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые отложения тепторгинской серии Патомского нагорья или кейвской серии Кольского полуострова. Известно также, что к рассматриваемому типу формаций приурочены крупнейшие месторождения глиноземного сырья в виде кианитовых, силлиманитовых и тому подобных сланцев.

Таким образом, даже разобщенные данные говорят о том, что высокоглиноземистые формации могут служить весьма ценным источником информации об условиях древнего осадконакопления. Не менее важно их изучение и с практической точки зрения. Вместе с тем, как справедливо отметил А. В. Сидоренко [172] на VIII Всесоюзном литологическом совещании в Москве, эти формации не привлекли еще к себе должного внимания. Детально изучены лишь некоторые из них в связи с поисками глиноземного сырья. Сравнительного изучения высокоглиноземистых формаций не проводилось ни в нашей стране, ни за рубежом. Из-за отсутствия четких определений и разработанных критериев выделения к высокоглиноземистым породам и формациям относятся совершенно разнородные и резко различные по составу осадочно-метаморфические образования. С другой стороны, при изучении слабо метаморфизованных отложений, представленных глинистыми сланцами, в которых не видно четко обособленных высокоглиноземистых минералов, даже действительно высокоглиноземистые породы и толщи во многих случаях «пропускаются». По этим причинам до сих пор остаются неясными отличительные черты высокоглиноземистых формаций, в целом еще слабо изучены особенности их минерального и химического состава, строение и парагенетические ассоциации слагающих пород, сочетание в разрезах с формациями другого состава, взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями. Недостаточно ясны также и многие более общие вопросы, касающиеся особенностей геотектонической обстановки, палеоклиматических и палеогеографических условий образования высокоглиноземистых формаций, закономерностей их появления в ходе геологического развития Земли в докембрии и т. д.

Рассмотрению перечисленных выше вопросов и посвящена настоящая работа. Автор попытался подойти к выделению высокоглиноземистых формаций и выяснению закономерностей их строения, вещественного состава и условий образования на основе сравнительного анализа возможно большего числа первично глинистых толщ докембрийского возраста, развитых в различных районах Советского Союза и зарубежных стран. С этой

целью автором лично или по литературным данным изучено более 20 протерозойских осадочно-метаморфических комплексов, включающих метаморфизованные в различной степени первично глинистые и песчано-глинистые отложения. Личные полевые исследования проводились главным образом в областях развития высокоглиноземистых формаций. На протяжении многих лет (1957—1964 гг.) автор занимался детальным изучением высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых отложений тепторгинской серии в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях. Позже (1967—1971 гг.) аналогичные, но менее детальные исследования были продолжены в Средневитимской горной стране (джалагунская свита), Западном Прибайкалье (анайская свита), на Енисейском кряже (тунгусикская и ослянская серии), Южном Урале (зигальгинская и таганайская свиты) и Кольском полуострове (кейвская серия). По охарактеризованным в работе осадочно-метаморфическим комплексам других районов нашей страны и зарубежных территорий был собран, проанализирован и обобщен доступный автору литературный материал.

Особое внимание в работе уделено изучению химического состава пород. Необходимость такого изучения обусловлена тем, что исходный минеральный состав терригенных отложений, в особенности глинистых, в процессе метаморфизма значительно или полностью изменяется. Химический их состав, как показывают исследования, при собственно региональном метаморфизме не претерпевает существенных изменений вплоть до самых высоких его ступеней. Это обстоятельство открывает большие возможности при изучении метаморфизованных глинистых отложений, так как оно позволяет по результатам химических анализов не только объективно оценивать содержание глинозема в породах, но и восстанавливать примерный минеральный состав исходных отложений, поскольку химический и минеральный составы глин тесно взаимосвязаны и определяются условиями, в которых происходили формирование и накопление осадочного материала.

Минералогические особенности глин наиболее ярко отражаются в химическом составе фракции $<0,001$ мм, представленной глинистыми минералами, поэтому для неметаморфизованных глинистых отложений фанерозоя чаще всего производятся химические анализы лишь этой фракции. При изучении метаморфизованных первично глинистых пород докембрия мы можем получить химический состав лишь валовых проб. В природных глинах из-за примеси обломочных зерен, в первую очередь кварца, относительное содержание кремнезема и других порообразующих окислов может значительно изменяться. В связи с этим автором по литературным источникам были собраны и обобщены данные по валовому химическому составу основных минеральных типов глин — каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых. Эти данные вместе с данными

по фракциям $<0,001$ мм и были использованы в качестве эталонов, с которыми сравнивался химический состав докембрийских пород. В последующих главах будет показано, что химический состав первично глинистых пород является весьма информативным и позволяет судить не только об особенностях минерального состава исходных отложений, но также о наличии обломочной примеси, источниках сноса, условиях образования и т. д.

Предлагаемая работа состоит из трех частей. В первой части рассматриваются некоторые общие, в особенности методические, вопросы изучения высокоглиноземистых (и вообще первично глинистых) отложений докембрия. Отдельные главы ее посвящены вопросам сохранности химического состава исходных пород в процессе регионального метаморфизма, главнейшим закономерностям химического состава различных минеральных типов глини и принятой автором методике изучения геохимических особенностей осадочно-метаморфических толщ, принципам выделения докембрийских высокоглиноземистых пород и формаций.

Во второй части приводится описание ряда осадочно-метаморфических комплексов из различных районов Советского Союза и зарубежных стран, в составе которых развиты первично глинистые и песчано-глинистые формации. Основная цель этой части работы — показать на конкретном фактическом материале, с одной стороны, отличительные особенности высокоглиноземистых и обычных первично глинистых формаций, а с другой — определенные различия внутри самих высокоглиноземистых формаций.

В третьей части дается общая характеристика высокоглиноземистых формаций докембрия: их типизация, главнейшие литолого-геохимические отличия, положение в разрезах и сочетания с формациями другого состава, связь с древними корами химического выветривания, условия образования, полезные ископаемые, приуроченные к высокоглиноземистым и сопутствующим им формациям. Отдельно рассмотрен вопрос о стратиграфическом значении этих формаций.

Работа выполнена в секторе геологии докембрия ВСЕГЕИ. Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность старшему научному сотруднику ВСЕГЕИ В. Л. Либровичу и докторам геолого-минералогических наук А. М. Цехомскому и Л. И. Боровикову, любезно просмотревшим первый вариант рукописи и сделавшим по ней много ценных замечаний, и Е. А. Шалек, оказавшей автору большую помощь в статистической обработке и графическом оформлении аналитических данных. Ряд рассматриваемых в работе вопросов периодически обсуждался с заведующим сектором доктором геолого-минералогических наук Л. И. Салопом, в техническом оформлении рукописи и графики автору постоянно помогали В. П. Сиянк, В. А. Романова, Л. И. Романова, Л. Н. Пантелеева. Всем им автор также искренне признателен.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

ГЛАВА I

СОХРАННОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Среди терригенных отложений глинистые породы наиболее чувствительны к процессам метаморфизма и уже на низких ступенях его в значительной мере или полностью теряют исходный минеральный состав, структурные, а нередко и текстурные особенности. В то же время всестороннее изучение и восстановление первичного облика метаморфизованных глинистых отложений докембрия имеет чрезвычайно важное значение, так как различные минеральные типы глин являются чуткими показателями палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условий осадконакопления [21, 83, 115, 119, 151, 155 и др.]. Как уже отмечалось, минеральный состав глин находит отражение и в химическом составе. Поэтому для геологов, изучающих глубоко метаморфизованные осадочные образования докембрия, весьма заманчивой представляется идея использовать химический состав пород для восстановления исходного минерального состава первично глинистых отложений. Однако возможность такого использования с самого начала сталкивается с проблемой сохранности химического состава осадочных пород в процессе нарастающего метаморфизма, с решением вопросов о существовании привноса и выноса породообразующих элементов и о масштабах этих явлений.

Поведению главных породообразующих элементов в процессе регионального метаморфизма посвящена обширная геологическая литература, но приводимые в ней данные и основанные на этих данных выводы весьма противоречивы, а часто и взаимоисключающи. В целом по рассматриваемому вопросу исследователи разделяются на два прямо противоположных лагеря: одни придерживаются взглядов об относительной сохранности исходного химического состава пород при метаморфизме, другие отстаивают представления о значительных его изменениях. Первая точка зрения развивалась в классических работах многих крупнейших специалистов по метаморфическим породам и процессам [22, 65, 75, 174, 183, 188, 193 и др.]. Странники ее

указывали, что при собственно метаморфизме в отличие от метасоматических процессов существенных изменений валового химического состава осадочных пород (за исключением воды, углекислоты и некоторых других летучих компонентов) не происходит или почти не происходит. Отмечалось, что даже щелочи при этом характеризуются весьма низкой подвижностью [174]. На распространение второй, противоположной точки зрения большое влияние в Советском Союзе оказали исследования Д. С. Коржинского по метасоматическим процессам, а также известные работы П. Лападю-Арга [106, 209—211] и Н. В. Фроловой [191]. В своих работах П. Лападю-Арг, а вслед за ним Н. В. Фролова пытались доказать, что изменения химического состава первично глинистых отложений происходят в процессе нарастающего регионального метаморфизма повсеместно и строго закономерно и ведут в конечном счете к гранитизации исходных пород.

Построения и выводы П. Лападю-Арга кажутся, на первый взгляд, весьма убедительными, однако методический его подход к выяснению изменений химического состава глинистых пород в процессе регионального метаморфизма является неправильным и уже заранее предопределяет те результаты и выводы, к которым он приходит. Этого, к сожалению, не замечают не только сторонники, но и противники взглядов П. Лападю-Арга.

Детальный критический анализ взглядов П. Лападю-Арга приведен в другой работе автора [59], поэтому ниже мы отметим лишь следующее. П. Лападю-Арг развивает свои представления не на основе изучения химического состава конкретных разновозрастных и генетически однотипных зонально метаморфизованных осадочных комплексов, а путем построения с помощью минералов-индикаторов метаморфизма абстрактной «кристаллической серии» пород алюмосиликатного состава. Априорно допускается, что породы в этой серии образуют «один непрерывный ряд», хотя в действительности в нее включены образования самого различного исходного состава, генезиса, возраста и географического распространения. «Кристаллическая серия» П. Лападю-Арга имеет следующий вид: 1) осадочные сланцы (разнообразные глинистые породы различного возраста) — 2) серицитовые и слюдяные сланцы с одним мусковитом — 3) слюдяные сланцы с биотитом и мусковитом (исключая фельдшпатизированные их типы) — 4) двуслюдяные гнейсы (породы с заметным количеством полевых шпатов) — 5) гнейсы гранитоидные только биотитовые — 6) граниты различного генезиса и возраста — 7) гранулиты. Рассматривая особенности химизма этой «серии», П. Лападю-Арг делает вывод о существовании щелочно-кальциевого привноса с одновременным уменьшением содержания алюминия, железа и магния по мере нарастания метаморфизма. Он отмечает также, что особенно резкое уменьшение количества магния и закисного железа в по-

родах наблюдается при переходе от четвертой к пятой группам.

Совершенно очевидно, что указанные выводы предreshены еще при построении «кристаллической серии». Включая во вторую группу только серицитовые и мусковитовые сланцы, П. Лападю-Арг предопределяет тем самым высокое содержание в породах этой группы Al_2O_3 и K_2O и пониженное содержание Na_2O , CaO и MgO . В третьей группе в связи с включением в нее пород с биотитом, естественно, увеличивается количество MgO . Начиная с четвертой группы, объединяющей породы со значительным количеством полевых шпатов, наблюдается резкое увеличение содержаний Na_2O и CaO и некоторое (в сторону гранулитов) возрастание количества K_2O . Вполне понятен и резкий скачок в содержании FeO и MgO между породами четвертой и пятой групп. Первые четыре группы метаморфического ряда состоят из первично глинистых пород или по крайней мере включают их (четвертая группа), а для этих пород, как известно, повышенные содержания закисного железа и магния весьма обычны. Последние же три группы рассматриваемого ряда представлены разнообразными по генезису гранитоидами и гранулитами, происхождение которых за счет глинистых пород первых четырех групп отнюдь не доказано и присоединение их к «метаморфическому ряду» более чем условно.

Предложенная П. Лападю-Аргоm методика без критического ее анализа была позже использована и некоторыми советскими исследователями [1, 191]. Несколько иначе производилась лишь группировка пород в пределах «метаморфических рядов», а С. М. Алешин и И. К. Карпов [1] применили, кроме того, обработку данных методами математической статистики. Вполне естественно, что и выводы об изменении химического состава глинистых пород при региональном метаморфизме, полученные из анализа таких рядов, были близки или аналогичны выводам П. Лападю-Арга и сводились к заключению о значительном привносе и выносе отдельных элементов. С. М. Алешин и И. К. Карпов делают такие выводы и считают представления о сохранности химического состава ошибочными, несмотря на собственные же высказывания о том, что, во-первых, принятый ими термин «пелитовые породы» собирателен и условен, а во-вторых, установление принадлежности каждого химического анализа к данному петрохимическому классу (пелитовые породы) в известной мере произвольно.

Рассмотренный выше подход к изучению изменений химического состава глинистых пород при региональном метаморфизме, с нашей точки зрения, не может дать реальных представлений о привносе и выносе породообразующих элементов, а также о масштабе этих явлений, если они действительно имели место. Объективная оценка таких изменений возможна лишь на основе изучения конкретных и достаточно однородных глинистых толщ

относящихся к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу, но метаморфизованных в различной степени. Только в этом случае можно ожидать, что исходный химический состав подвергшихся метаморфизму отложений был более или менее одинаков на значительных площадях, и проследить возможные его изменения в разных метаморфических зонах.

Благоприятным объектом для подобного изучения являются метаморфизованные глинистые отложения пурпольской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья. Они слагают резко обособленную подсвиту, залегающую между двумя толщами кварцевых метапесчаников, весьма устойчивы в формационном отношении и распространены на значительной площади. Метаморфизм пород пурпольской свиты имеет отчетливо выраженный зональный характер и постепенно возрастает от самых низких, граничащих с метагенезом, ступеней зеленосланцевой фации на окраинах нагорья до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций во внутренних его районах. Первоначально средняя подсвита была представлена каолинитовыми глинами с высоким содержанием глинозема и окислов железа и незначительным количеством окислов щелочных и щелочноземельных элементов, в особенности натрия, кальция и магния. Такой состав пород весьма удобен для выяснения вопроса о существовании щелочно-кальциевого привноса с возрастанием степени метаморфизма.

Автором проанализирован химический состав четырех групп пород, отвечающих последовательно возрастающим ступеням регионального метаморфизма: глинистых (диаспор-хлорит-пирофиллитовых), серицит-пирофиллит-хлоритоидных, дистен-хлоритоидных и гранат-дистен-ставролитовых (иногда с силлиманитом) сланцев. Изучение и сравнение результатов анализов показывают, что химический состав глинистых отложений пурпольской свиты в процессе нарастания метаморфизма вплоть до амфиболитовой фации изменяется очень слабо (табл. 1, рис. 1). От I к III группе пород наблюдается лишь некоторое уменьшение количества кремнезема (который выносится и отлагается в тех же породах в виде кварцевых жил), и в связи с этим несколько увеличивается относительное содержание глинозема. Количество щелочных и щелочноземельных элементов остается практически одним и тем же. Незначительные изменения в содержании отдельных элементов заметны в породах четвертой группы, но эти изменения связаны не с метаморфическими преобразованиями, а с особенностями условий осадконакопления [59]. Исходные отложения рассматриваемой группы накапливались в более удаленных от области сноса частях водного бассейна, поэтому в них несколько снижается содержание глинозема и окислов железа, осаждавшихся в прибрежных районах, и увеличивается количество кальция и магния за счет примеси карбонатных минералов.

Таким образом, изучение высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты весьма наглядно показывает, что если при нарастании регионального метаморфизма и происходили изменения в их химическом составе, то эти изменения были не настолько значительными, чтобы существенно исказить исходный состав глинистых отложений.

Исходный состав сланцев пурпольской свиты был весьма своеобразным. Однако совершенно аналогичное поведение порообразующих элементов при возрастании метаморфизма установлено К. Б. Кепежинским и С. В. Мельгуновым [91] и для зонально метаморфизованных песчано-глинистых отложений полимиктового состава, развитых в Южно-Чуйском хребте Горного Алтая. Изученные здесь породы образовались за счет метаморфизма сравнительно однородной флишовой толщи (горноалтайской серии кембро-ордовикского возраста?) и пред-

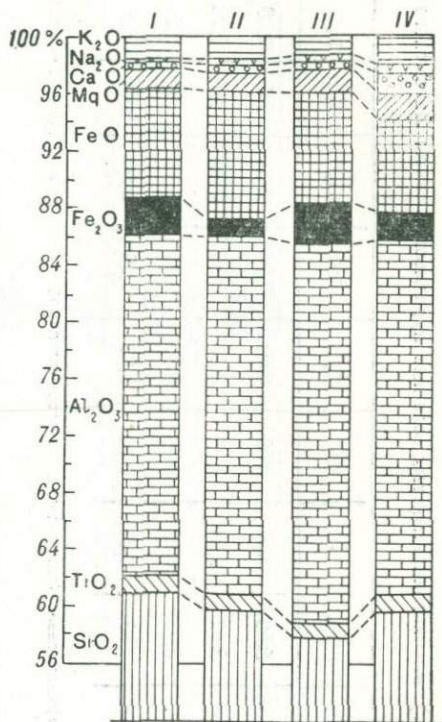


Рис. 1. Сравнение химического состава (мол. %) высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты из разных зон регионального метаморфизма.

Сланцы, отвечающие возрастающим ступеням метаморфизма: I — диаспор-хлорит-пиррофиллитовые (глинистые), II — серицит-пиррофиллит-хлоритовидные, III — дистен-хлоритовидные, IV — гранат-дистен-ставролитовые.

ставлены разнообразными сланцами — от серицит-хлорит-кварцевых в низкотемпературной до кристаллических сланцев с гранатом, силлиманитом и кордиеритом в наиболее высокотемпературной зонах метаморфизма. Среди пород последней зоны отмечаются даже локальные проявления мигматитов, гранитоидов и пегматоидных обособлений. Изучение химического состава пород из разных зон метаморфизма показало, что содержание порообразующих элементов меняется очень незначительно и эти различия могут быть связаны с небольшой литологической разницей исходных отложений (табл. 2, рис. 2).

В течение последнего десятилетия появилось значительное количество работ, показывающих, что и в других районах

Средний химический состав (вес. %) высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты Патомского нагорья из разных зон регионального метаморфизма

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п	P ₂ O ₅	Сумма
1*	21	46,87	1,24	30,83	5,50	7,07	0,08	0,69	0,30	0,26	2,05	0,29	6,49	0,19	101,86
2	30	45,80	1,11	32,62	2,62	8,24	0,08	0,67	0,39	0,38	1,97	0,22	5,66	0,11	99,87
3	16	43,80	1,00	34,07	5,93	6,88	0,08	0,80	0,45	0,33	1,57	0,29	3,22	0,19	98,61
4	10	48,07	1,23	33,68	4,03	6,23	0,10	1,03	1,06	0,50	2,48	0,25	2,33	0,20	101,19

* С л а н ц ы: 1 — диаспор-хлорит-пирофиллитовые (глинистые), 2 — серицит-пирофиллит-хлоритондные, 3 — дистен-хлоритондные, 4 — гранат-дистен-ставролитовые.

ТАБЛИЦА 2

Средний химический состав (вес. %) метапелитов Южно-Чуйского хребта из разных зон регионального метаморфизма (по К. Б. Кепежинскому и С. В. Мельгунову [91])

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe в виде Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п	Сумма
1*	19	59,58	0,80	15,92	8,09	4,08	0,17	4,83	2,26	2,44	2,39	3,54	100,02
2	14	62,45	0,76	14,60	7,40	4,34	0,14	4,63	2,78	2,64	2,26	2,39	100,05
3	13	61,83	0,69	15,65	8,61	5,77	0,16	4,11	2,32	2,20	2,64	2,16	100,37
4	21	62,19	0,70	15,21	8,68	5,65	0,15	4,14	2,44	2,35	2,43	1,74	100,03
5	8	62,61	0,82	15,03	8,21	5,26	0,10	4,05	2,28	2,56	2,54	1,95	100,15

* С л а н ц ы: 1 — серицит-хлоритовые, 2 — биотитовые, 3 — кордиерит-гранат-двуслюдяные, 4 — мусковит-дистен-ставролитовые, 5 — слюдяно-гранат(кордиерит)-силлиманитовые.

региональный метаморфизм глинистых и песчано-глинистых отложений происходит в условиях, близких к изохимическим, т. е. без привноса и выноса главных породообразующих элементов. В их числе можно указать на работы В. Я. Хильтовой, А. А. Савельева, И. К. Шулешко [194, 195], К. Б. Кепежинскаса и В. В. Хлестова [90—92], Б. В. Петрова и В. А. Макрыгиной [137, 138] — по верхнепротерозойским песчано-глинистым отложениям различных участков Патомского нагорья, С. Б. Лобач-

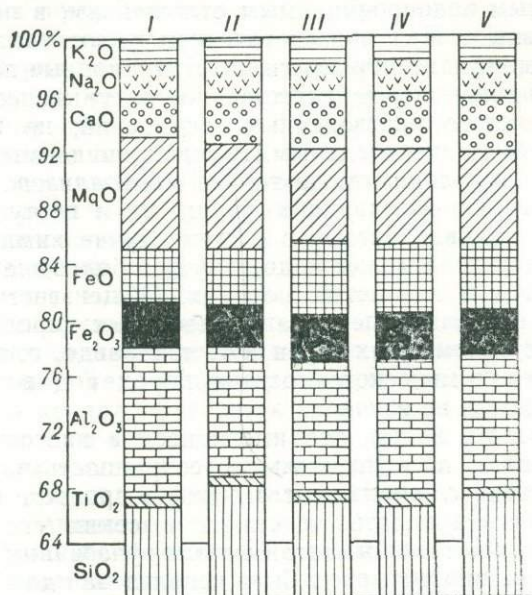


Рис. 2. Сравнение химического состава метапелитов (мол. %) Южно-Чуйского хребта из разных зон регионального метаморфизма.

Сланцы, отвечающие возрастающим ступеням метаморфизма: I — серицит-хлоритовые, II — биотитовые, III — кордиерит-гранат-двуслюдяные, IV — мусковит-дистен-ставролитовые, V — слюдяно-гранат (кордиерит)-силлиманитовые.

Жученко, В. П. Чекулаева и Л. И. Афанасьева [111] — по ладожской серии Балтийского щита, Б. Лика [212] — по сланцам района Коннемара в Ирландии, Б. Батлера [201] — по породам мойнской серии и Г. Чиннера [202, 203] — по сланцам дальредской серии Шотландии, А. Мияширо и Х. Харамура [213] — по палеозойским толщам Японии, работы Х. де Ла Роша [107] и др. Характерно, что сейчас даже сторонники взглядов о значительных изменениях химического состава пород при метаморфизме вынуждены признавать, что «эти преобразования осуществляются не фронтально, а избирательно, приурочиваясь к определенным структурам» [145, с. 170].

Относительную устойчивость химического состава глинистых пород при региональном метаморфизме, даже более высокую, чем для других терригенных отложений, следует ожидать исходя и из более общих соображений, в частности, учитывая физические свойства рассматриваемых образований. В песчано-глинистых толщах глины являются водоупорными горизонтами, по которым циркуляция минерализованных подземных вод крайне затруднена или вообще не происходит. Осуществляется она по пористым водопроницаемым отложениям, в первую очередь по песчаным. При эпигенетическом уплотнении и последующем метаморфизме поровые и конституционные воды, отжимаясь из глинистых пород, естественно, могут вынести из них какое-то количество растворенных соединений, но количество это не может быть значительным. В водопроницаемых же горизонтах могут циркулировать не только минерализованные воды, заимствованные из вмещающих толщ, но и поступающие из внешних источников. Поэтому в общем случае химический состав таких горизонтов может подвергнуться более значительным изменениям, чем в глинистых породах. Общеизвестны, например, явления вторичной цементации песчаных пород, коррозии и регенерации обломочных зерен и т. д. Правда, степень изменения валового химического состава пород под воздействием этих явлений почти не изучена.

Таким образом, видно, что имеющиеся в настоящее время данные указывают на относительную сохранность валового химического состава глинистых отложений в процессе регионального метаморфизма вплоть до самых высоких его ступеней. Следовательно, химический состав метаморфизованных первично глинистых пород вполне может быть использован для восстановления хотя бы примерного минерального состава исходных отложений, а также для реконструкции условий их образования.

ГЛАВА 2

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В последующих главах работы нам придется весьма часто обращаться к химическому составу терригенных осадочно-метаморфических пород докембрия с целью выяснения их первичных минеральных особенностей. В разное время предлагались (и предлагаются) многочисленные способы реконструкции исходного минерального состава этих пород, но общепринятой методики до сих пор не существует. У автора в процессе обработки химико-аналитических данных по глинистым и песчано-глинистым отложениям докембрийского (и более молодого) возраста сложился свой подход к изучению их химического состава, выработалась определенная методика изображения и интерпре-

тации результатов химических анализов. Эта методика требует обоснования и некоторых пояснений.

При восстановлении первичных минеральных особенностей перекристаллизованных пород докембрия по их химическому составу мы можем опираться только на результаты валовых анализов. Валовой состав терригенных осадочных пород, как известно, весьма изменчив в связи с тем, что материал разных гранулометрических или минеральных фракций может смешиваться в них по существу в любых пропорциях. В особенности это относится к глинистым отложениям. В большинстве природных глин наряду с собственно глинистыми минералами всегда присутствует примесь неглинистых компонентов — песчано-алевритовых зерен кварца, окислов и гидроокислов железа, карбонатов, органического вещества и т. д. Поэтому, чтобы избежать искажений химического (а следовательно, и минерального) состава глинистой части пород за счет указанных примесей, для неметаморфизованных глин чаще всего производятся анализы не породы в целом, а фракции $<0,001$ мм, сложенной главным образом глинистыми минералами. При валовых химических анализах метаморфизованных отложений докембрия этих искажений избежать невозможно, хотя часто они могут быть и весьма существенными. Так, например, значительная в исходных глинах примесь кварца приведет к увеличению в породе содержания кремнезема и тем самым к относительному и порой весьма заметному уменьшению содержания других породообразующих окислов. В природе, кроме того, широко распространены полимиктовые глинистые отложения, состоящие из смеси различных глинистых минералов, что отразится не только на валовом химическом составе породы, но и на составе фракции $<0,001$ мм. Вследствие указанных причин при рассмотрении валовых анализов и сравнении их с эталонным составом глинистых минералов или фракций $<0,001$ мм неметаморфизованных глин определенно судить о минеральном составе исследуемой метаморфизованной породы только по содержанию тех или иных породообразующих окислов можно далеко не всегда.

По мнению автора, преодолеть указанные затруднения во многом помогают расчет и анализ некоторых отношений между породообразующими окислами. При реконструкции минеральных особенностей глинистых пород по их валовому составу очень большое диагностическое значение имеют отношения $Al_2O_3 : SiO_2$ (кремневый модуль), суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$. Ниже будет показано, что для наиболее распространенных в природе глинистых минералов фракций $<0,001$ мм и естественных глин каолинитовой, гидрослюдистой и монтмориллонитовой групп эти отношения различны, внутри каждой группы довольно постоянно. В большинстве случаев эти отношения более показательны, чем содержание окислов (в весовых процентах), так как присутствие

в глинах посторонних примесей оказывает меньшее влияние на величину рассматриваемых отношений или не влияет вовсе. Так, например, величина трех последних отношений совершенно не зависит от примеси в глинистых породах кремнезема в виде обломочных зерен кварца, железа (окислов и сульфидов), воды и т. д. Отношения $K_2O:MgO$ и $K_2O:Al_2O_3$ весьма информативны потому, что, во-первых, калий и магний в разных пропорциях являются неперенными компонентами гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, а во-вторых, эти элементы в значительно меньшей мере, чем натрий и кальций, участвуют в катионном обмене (в поглощенном комплексе глин) [116], т. е. их содержание более точно отражает особенности первичного химического состава глинистых отложений. Кроме того, величина этих двух отношений не зависит от возможной примеси в глинах карбонатного известкового материала, а отношение $K_2O:Al_2O_3$ — от примеси доломита. Кремневый модуль подвержен изменениям в наибольшей степени, но для чистых от обломочной примеси глин он также во многих случаях является достаточно показательным.

Собранный и обобщенный автором обширный фактический материал по различным и разновозрастным глинистым отложениям фанерозоя полностью подтверждает изложенные выше соображения и показывает, что диагностика минерального состава глин по их химическому составу может быть вполне определенной и зачастую не менее достоверной, чем на основе других методов. Предлагаемая методика позволяет различать не только глины, близкие к мономинеральным, но и смешанного состава и, кроме того, хотя бы грубо определять количество посторонних (в первую очередь кварца) примесей в исходных породах.

В табл. 3 приведены средний химический состав и рассчитанные отношения между окислами в основных минеральных типах глин, их фракциях $<0,001$ мм и соответствующих глинистых минералах. Даже беглый ее анализ показывает значительные различия между выделенными группами.

Глины и минералы каолиновой группы наиболее резко отличаются от других минеральных типов. Для них характерно весьма высокое (более 30%) содержание глинозема и в связи с этим большие значения кремневого модуля (0,55—0,85). От теоретического состава каолинита в сторону природных глин эти величины закономерно уменьшаются, но даже в последних среднее значение кремневого модуля не опускается ниже 0,50. В некоторых огнеупорных глинах (например, латненских, тихвинских) значение модуля может быть очень высоким из-за присутствия в породах свободного глинозема.

Второй отличительной чертой пород и минералов рассматриваемой группы являются незначительное (1—3%) количество окислов щелочных и щелочноземельных элементов и соответственно очень малые величины отношения их суммы к глино-

2233

зему (от 0,04—0,05 у минералов до 0,11 у природных глин). Характерно также, что в породах этой группы отношения $K_2O:MgO$ очень высокие. В среднем они выше даже, чем в гидрослюдах и гидрослюдистых глинах, что может указывать на примесь в каолинистых глинах минералов гидромусковитового ряда, более устойчивых в условиях глубокого выветривания по сравнению с железо-магнезиальными гидрослюдами (в заметных количествах гидромусковит может присутствовать в корах выветривания даже в зоне щелочных каолинов [103]). Однако отношения $K_2O:Al_2O_3$ в каолинистых глинах всегда очень низкие (0,01—0,04) из-за малого количества примеси гидрослюда и высокого содержания глинозема.

Интересно, наконец, отметить, как это видно на примере каолинистых глин бобринского горизонта, что если кремневый модуль в породах заметно ниже, чем во фракции $<0,001$ мм, то значения отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему и $K_2O:Al_2O_3$ остаются неизменными. Забегая вперед, можно сказать, что эта же закономерность отмечается и для других минеральных типов глин — монотермитовых глин Часова-Яра, существенно гидрослюдистых ленточных глин Белоруссии, монтмориллонитовых (бентонитовых) глин Азкамарского месторождения в Узбекистане, глинистых отложений Биклянского месторождения в Поволжье. В гидрослюдистых и монтмориллонитовых глинах при переходе от породы к фракции $<0,001$ мм сколько-нибудь значительно или вовсе не изменяется и отношение $K_2O:MgO$.

В каолинистых глинах с более заметной примесью гидрослюды и в монотермитовых глинах, в которых, по мнению М. Ф. Викуловой [116] и других исследователей, также присутствуют гидрослюды, суммарное содержание щелочных и щелочноземельных элементов увеличивается до 4—4,5%, в связи с чем несколько возрастает отношение их суммы к глинозему (до 0,12—0,15) и $K_2O:Al_2O_3$ (0,06—0,08). По повышенному содержанию K_2O и отношению $K_2O:MgO$ можно полагать, что и в этих разновидностях пород примесь представлена в основном гидромусковитом. По содержанию породообразующих окислов и особенно по отношениям между ними видно, что рассматриваемые отложения тяготеют больше к каолинистым глинам, чем к гидрослюдистым.

Гидрослюдистые минералы и глины характеризуются в целом более низкими содержаниями глинозема и меньшими значениями кремневого модуля. В породах среднее содержание глинозема не превышает 20%, а значение модуля — 0,40, и лишь во фракциях $<0,001$ мм и самих гидрослюдах количество глинозема увеличивается до 22—25%, а кремневый модуль возрастает до 0,45—0,50, приближаясь к его значениям в природных каолинистых глинах. Однако гидрослюдистые глины резко отличаются от каолинистых высокими содержаниями щелочных

ТАБЛИЦА 3

Средний химический состав (вес. %) и отношения между породообразующими
стых минералах

№ п/п	Порода, минерал, литературный источник	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Каолинито										
1	Каолинит (теоретический состав) [15]		46,50	—	39,50	—	—	—	—	—
2	Галлуазит (теоретический состав) [15]		40,80	—	34,70	—	—	—	—	—
3	Каолинитовые минералы [64]	7	47,34	0,92	36,00	0,95	—	—	0,31	0,42
4	Галлуазит, дикиит [64]	7	44,20	0,14	37,20	0,55	0,04	—	0,11	0,76
5	Каолинитовые глины разные [21, 116]*	8	44,47	1,17	36,00	3,04	—	—	0,35	0,69
6	Каолинитовые глины бобринского горизонта С ₁ [83]*	9	44,01	1,00	35,86	2,32	0,16	—	0,82	0,39
7	Каолинитовые глины бобринские [113]**	8	43,19	1,50	32,34	2,61	—	—	0,30	0,85
8	Огнеупорные глины ст. Латной [113]**	20	48,34	2,22	34,70	1,03	—	—	0,20	0,85
9	Каолинитовые глины Тихвинского района [113]**	18	44,94	1,87	34,85	3,59	—	—	0,19	0,48
10	Континентальные глины жаркого влажного климата [155]**		53,32	1,21	29,79	2,46	0,06	—	0,54	0,93
11	Каолинитовые глины (с гидрослюдой) С ₁ Подмосковского бассейна [83]*	30	45,66	0,92	33,60	3,10	0,16	0,01	1,04	0,45
12	Монотермитовые глины [21, 116]*	4	51,52	1,01	30,83	2,60	0,49	—	1,07	0,92
13	Огнеупорные часовьярские глины [113]**	9	54,25	1,31	30,57	—	—	—	0,50	0,58
Гидрослюди										
1	Иллитовые минералы [64]	8	48,01	0,74	24,82	6,52	1,55	—	3,43	0,52
2	Гидрослюдистые глины разные [21, 116]*	9	50,31	0,90	23,63	6,38	2,35	0,04	3,40	0,93
3	Гидрослюдистые глины (с монтмориллонитом) С ₁ Подмосковского бассейна [83]*	11	50,99	0,65	24,14	6,28	0,11	0,03	2,93	0,82
4	Глинистые породы J ₂ Дагестана [190]*	10	48,64	0,79	27,65	3,04	3,08	—	2,58	0,80

окислами в основных минеральных типах глин, их фракциях <0,001 мм и глини-

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O/MgO	K ₂ O/Al ₂ O ₃
вая группа												
—	—	—	14,00	—	100,00	0,850	—	—	—	—	—	—
—	—	—	24,50	—	100,00	0,850	—	—	—	—	—	—
0,27	0,71	1,05	12,99	—	100,96	0,760	0,026	—	1,72	0,05	2,3	0,02
0,10	0,44	2,59	14,46	—	100,59	0,842	0,004	0,073	1,41	0,04	4,0	0,01
0,40	0,87	—	—	13,00	99,99	0,810	0,033	—	2,31	0,07	2,5	0,02
0,42	1,39	—	—	13,33	99,70	0,815	0,028	0,069	3,02	0,08	1,7	0,04
0,31	0,97	—	—	—	—	0,749	0,046	—	2,43	0,08	3,2	0,03
0,13	0,22	—	—	—	—	0,718	0,064	—	1,40	0,04	1,1	0,01
0,22	0,40	—	—	—	—	0,775	0,054	—	1,29	0,04	2,1	0,01
0,56	1,24	—	—	10,01	100,12	0,559	0,041	—	3,27	0,11	2,3	0,04
0,53	2,10	—	—	8,60	96,17	0,736	0,027	0,052	4,12	0,12	2,0	0,06
0,59	2,00	—	—	8,86	99,89	0,598	0,032	0,187	4,58	0,15	1,9	0,06
0,64	2,55	—	—	—	—	0,563	0,043	—	4,27	0,14	5,1	0,08
стая группа												
0,45	5,35	—	7,80	—	99,19	0,502	0,030	0,239	9,80	0,39	1,6	0,21
0,50	5,05	—	—	6,55	100,04	0,470	0,038	0,368	9,88	0,42	1,5	0,21
0,56	5,04	—	—	8,60	100,15	0,473	0,027	0,017	9,35	0,39	1,7	0,21
0,64	4,40	—	—	8,69	100,31	0,568	0,028	0,028	8,42	0,30	1,7	0,16

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

№ п/п	Порода, минерал, литературный источник	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
5	Гидрослюдистые (с монтмориллонитом) глины майкопской свиты [165]*	16	53,93	1,07	22,02	4,78	0,10	0,06	1,98	0,14
6	Гидрослюдистые (с монтмориллонитом) глины продуктивной толщи АзССР [83]*	15	48,94	0,75	21,70	6,70	1,46	—	1,61	0,48
7	Менилитовые глины Восточных Карпат [27]*	12	48,13	0,84	19,03	4,17	1,28	Сл.	2,06	0,85
8	Синие кембрийские глины [113]**	5	59,20	0,95	18,50	4,24	2,80	—	2,06	0,85
9	Мезозойские аспидные сланцы Большого Кавказа**	15	63,99	0,71	17,44	6,83	—	0,07	1,74	1,50
10	Глинистые илы оз. Ильмень [168]**	3	55,54	0,99	18,27	5,30	—	0,03	1,62	0,93
11	Морские глиные раз-ные [155]**	—	58,32	0,90	16,60	6,13	0,06	2,22	3,76	—
12	Континентальные гли-ны холодного и уме-ренно холодного климата [155]**	—	63,06	0,69	13,53	5,25	—	1,57	3,16	—
13	Ленточные глины Бе-лоруссии [81]*	29	48,29	0,87	22,22	8,12	1,55	0,07	3,10	2,56
14	Ленточные глины Бе-лоруссии [81]**	28	48,53	0,81	19,69	7,22	1,51	0,08	3,07	5,03
15	Ленточные глины Онежского озера [169]*	3	52,31	0,91	19,28	6,13	2,47	0,10	4,08	1,75
16	Глинистые илы Онеж-ского озера [169]**	47	56,39	—	15,11	10,12	0,90	1,87	1,45	—
17	Глинистые илы Ла-дожского озера [168]**	20	58,30	—	15,03	9,47	1,08	2,31	1,70	—
18	Монтмориллонит-гид-рослюдистые глины Р Ферганы [83]*	22	52,42	0,61	16,60	7,64	0,90	0,03	3,91	2,02
19	Гидрослюдисто-монт-мориллонитовые гли-ны продуктивной толщи [102]*	16	50,14	0,77	22,92	6,43	0,37	—	2,30	1,71

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ / SiO ₂	TiO ₂ / Al ₂ O ₃	FeO/ Fe ₂ O ₃	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O/ MgO	K ₂ O/ Al ₂ O ₃
0,94	3,88	—	6,97	1,01	99,88	0,387	0,049	0,021	6,96	0,32	2,0	0,18
0,87	3,20	6,74	5,88	—	96,33	0,435	0,035	0,212	6,16	0,28	2,0	0,15
0,67	2,71	5,51	7,01	8,82	101,18	0,394	0,044	0,307	6,29	0,33	1,3	0,14
0,42	3,55	—	4,91	—	97,48	0,312	0,051	0,660	7,56	0,41	1,5	0,19
1,39	2,41	0,37	—	3,93	100,38	0,272	0,041	—	7,04	0,40	1,4	0,14
0,85	3,25	3,53	—	9,82	99,13	0,329	0,054	—	6,65	0,36	2,0	0,18
0,67	3,07	—	—	7,97	99,70	0,285	0,054	—	9,72	0,58	1,4	0,19
1,98	3,97	—	—	7,08	100,29	0,211	0,051	—	10,68	0,79	2,6	0,29
0,35	3,16	—	—	8,75	99,04	0,460	0,039	0,191	9,17	0,41	1,0	0,14
0,37	3,08	—	—	9,81	99,30	0,406	0,041	0,209	11,55	0,59	1,0	0,16
2,03	3,54	2,83	—	5,80	101,23	0,350	0,050	0,403	11,40	0,62	0,9	0,19
2,82	—	—	—	10,12	98,78	0,268	—	—	6,14	0,41	—	—
3,73	—	—	—	7,20	98,82	0,258	—	—	7,74	0,51	—	—
0,98	3,16	5,87	—	4,39	98,53	0,316	0,037	0,118	10,07	0,61	0,8	0,19
0,55	2,62	5,49	6,56	—	99,36	0,457	0,034	0,151	7,18	0,31	1,1	0,11

№ п/п	Порода, минерал, литературный источник	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Монтмориллоны										
1	Монтмориллонитовые минералы [64]	7	52,38	0,22	18,31	2,58	0,50	—	3,93	1,87
2	Монтмориллонитовые глины разные [21, 116]*	11	58,73	0,29	19,08	5,57	0,02	0,02	3,99	1,48
3	Монтмориллонитовая группа продуктивной толщи АзССР [102]*	36	51,16	0,69	19,59	6,82	0,91	—	3,22	0,45
4	Бентониты Украины [185]*	15	51,47	0,32	18,23	3,99	—	—	2,91	2,53
5	Монтмориллонитовые глины Азкамарского месторождения [14, 184]*	16	46,76	0,58	18,10	6,35	0,49	Сл.	3,20	1,37
6	Монтмориллонитовые глины Азкамарского месторождения [14, 184]**	16	55,46	0,55	15,08	4,52	0,47	Сл.	2,64	2,21
7	Бентониты Болгарии [10, 11]**	10	60,67	0,30	15,30	1,12	0,18	0,02	2,48	2,44
8	Бентониты Узбекистана [14]**	13	57,75	0,88	15,00	5,23	0,28	0,05	2,77	1,61
9	Бентониты Азербайджана [7]**	19	53,98	Сл.	17,47	2,56	0,19	0,04	2,60	3,40
10	Бентониты Грузии [8, 9]**	34	57,85	0,37	17,29	4,01	0,35	0,01	2,93	2,44
11	Бентониты Чехословакии [98]**	5	74,74	0,13	14,22	2,09	—	0,02	1,80	2,29

Бейделлиты

1	Бейделлитовые глины разные [21, 116]*	12	50,37	0,65	24,47	7,10	1,79	0,03	2,56	1,07
2	Глины Биклянского месторождения Поволжья [13]*	6	47,55	0,67	26,93	6,12	1,44	0,58	1,63	1,51
3	Глины Биклянского месторождения [95]**	108	55,91	0,55	20,33	7,66	—	—	2,76	1,72
4	Глины Верхнеурлатского месторождения [95]**	66	56,39	—	20,64	8,21	—	—	2,35	1,45

* Фракции глин < 0,001 мм.

** Валовые анализы.

Здесь и далее, « Σ щ. и щ.-з.» — сумма щелочей и щелочноземельных.

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ щ. и щ.-з.	$\frac{\Sigma \text{ щ. и щ.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
товая группа												
0,77	0,36	18,78	—	—	99,70	0,350	0,015	0,194	6,93	0,38	0,1	0,02
1,76	1,14	—	—	7,77	99,83	0,325	0,015	—	8,37	0,44	0,3	0,06
0,74	1,87	7,89	5,79	—	99,13	0,383	0,035	0,133	6,28	0,32	0,6	0,09
0,29	0,17	15,26	6,53	—	101,70	0,354	0,017	—	5,90	0,32	0,06	<0,01
5,33	1,45	—	—	16,15	99,78	0,387	0,032	0,077	11,35	0,63	0,4	0,08
4,32	1,38	—	—	4,96	98,41	0,272	0,036	0,104	10,55	0,70	0,5	0,09
0,57	0,42	9,89	—	6,91	100,30	0,252	0,020	0,160	5,91	0,39	0,2	0,03
1,80	1,63	—	—	12,29	99,29	0,260	0,059	0,054	7,81	0,52	0,6	0,11
1,81	0,57	8,31	8,34	—	99,27	0,324	—	0,074	8,39	0,48	0,2	0,03
0,94	1,14	—	—	—	—	0,299	0,021	0,087	7,45	0,43	0,4	0,06
0,28	0,26	—	—	3,97	99,80	0,189	0,009	—	3,65	0,26	0,1	0,02

вая группа

0,98	1,46	—	—	10,16	100,64	0,486	0,027	0,252	6,07	0,25	0,6	0,06
0,85	1,12	—	—	10,13	98,63	0,566	0,025	0,235	5,11	0,19	0,7	0,04
0,65	1,60	—	—	8,37	99,55	0,364	0,027	—	6,73	0,33	0,6	0,08
0,50	1,68	—	—	—	—	0,366	—	—	6,58	0,32	0,6	0,08

и щелочноземельных элементов (6—10%) и очень большими значениями отношения их суммы к глинозему (0,30—0,60 и более). В гидрослюдистых минералах и фракциях глин $<0,001$ мм отношение $K_2O : MgO$ составляет в среднем 1,5—1,7. В породах оно может изменяться как в большую, так и в меньшую сторону, но, как правило, не опускается ниже 1. Увеличение этого отношения связано, по-видимому, как и в каолиновых глинах, с присутствием гидромусковита. Значения $K_2O : MgO$, близкие к 1, отмечаются в глинистых илах Онежского и Ладожского озер и в ленточных глинах Белоруссии. В первом случае это обусловлено примесью в илах смешаннослойных вермикулитовых и хлорит-монтмориллонитовых образований [168, 169], а во втором — монтмориллонита и доломита [81]. В ленточных глинах Белоруссии, кроме того, в качестве второстепенной примеси присутствует также каолинит, что ведет к некоторому увеличению в породах содержания глинозема и повышению кремневого модуля (0,406 — в глинах и 0,460 — во фракции $<0,001$ мм).

Несмотря на примесь магниезальных минералов, преобладающие гидрослюды в рассматриваемой группе глинистых отложений хорошо устанавливаются по отношению $K_2O : Al_2O_3$, значения которого в гидрослюдистых глинах значительно выше, чем в монтмориллонитовых. В тонких глинистых фракциях эти значения составляют в среднем 0,18—0,21, снижаясь в глинах смешанного состава до 0,14—0,16.

Монтмориллонитовые глины и минералы отличаются невысоким средним содержанием глинозема, которое даже в минералах и фракциях $<0,001$ мм не превышает 18—19%, и умеренным (6—8%) суммарным содержанием окислов щелочных и щелочноземельных элементов. Кремневый модуль в монтмориллонитовых глинах ниже, чем в гидрослюдистых, но отношения суммы щелочей и щелочных земель к глинозему довольно близкие (0,40—0,50)*. Однако в составе монтмориллонитовых глин существенную роль играют CaO и Na_2O , а MgO резко преобладает над K_2O , в связи с чем отношения $K_2O : MgO$ в этих глинах в отличие от гидрослюдистых очень низкие и составляют всего 0,1—0,4. Намного ниже в монтмориллонитовых глинах, как уже отмечалось, и отношения $K_2O : Al_2O_3$. Поэтому если по кремневому модулю и отношению суммы щелочей и щелочных земель к глинозему монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины различить трудно, то по последним двум отношениям ($K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$) они различаются весьма отчетливо.

* Монтмориллонитовые глины (бентониты) Азкамарского месторождения Узбекистана отличаются от бентонитов других районов очень высоким содержанием Na_2O , в связи с чем суммарное содержание щелочей и щелочных земель и отношение их суммы к глинозему значительно выше указанных. По данным Г. И. Тесленко [184], азкамарские глины сильно засолены и характеризуются высокой обменной способностью, причем в составе поглощенного комплекса резко преобладает натрий (до 72 мг-экв. на 100 г глины).

Несколько особняком стоят так называемые бейделлитовые глины и сходные с ними по химическому составу глинистые отложения (бентониты) Поволжья. С одной стороны, по высокому содержанию глинозема (от 20 до 27%) и большим значениям кремневого модуля (0,36—0,57) они тяготеют к глинистым породам каолиновой группы. С другой стороны, по повышенному содержанию суммы щелочей и щелочных земель (5—7%) и преобладанию MgO над K₂O они весьма сходны с монтмориллонитовыми глинами.

Единого мнения о природе бейделлита до сих пор нет. М. Ф. Викулова [116] рассматривает бейделлит как минерал-сросток, занимающий переходное положение между каолинитом и монтмориллонитом, и считает, что он представляет собой продукт замещения каолинита монтмориллонитом. Р. Грим [64] отрицает самостоятельность бейделлита и полагает, что под этим названием описывается смесь монтмориллонита, иллита и каолинита (галлуазита).

По данным Н. В. Кирсанова [95, 96], пелитовая часть бентонитовых глин Поволжья представлена в основном монтмориллонитом, слагающим до 70—75% фракций <0,001 мм. В качестве существенных примесей в них присутствует гидромусковит (10—25, иногда до 30—40%) и в незначительных количествах — каолинит (до 3—5%), галлуазит (1—2%) и аллофан. Учитывая эти данные, возможно, правильнее рассматривать бейделлитовые глины как глины смешанного состава.

Мы видим, таким образом, что по величине рассмотренных выше отношений между породообразующими окислами вполне можно различать не только мономинеральные разновидности глин, но и глинистые отложения смешанного состава. Естественно, что в последнем случае мы можем говорить лишь о преобладающих и второстепенных глинистых минералах, однако точные количественные соотношения между ними не всегда можно получить даже с помощью самых современных методов.

В табл. 3 кроме охарактеризованных приведены также отношения FeO : Fe₂O₃ и TiO₂ : Al₂O₃ (титановый модуль). Как видно из таблицы, величины этих отношений в разных минеральных типах глин колеблются в широких пределах. Каких-либо закономерностей в их изменении не наблюдается. Указанные отношения не имеют диагностического значения при восстановлении минерального состава глинистых отложений, однако расчет и анализ их важны для выяснения некоторых генетических вопросов. По отношению FeO : F₂O₃ в известной мере можно судить об окислительно-восстановительных условиях, в которых происходило осадконакопление и последующее преобразование пород. Диагенетические, эпигенетические и метаморфические процессы чаще всего протекают в восстановительной обстановке, в которой первичные окисные формы железа могут переходить в закисные. Все же в ряде случаев даже в метаморфизованных

глинистых отложениях докембрия окисное железо резко преобладает над закисным, указывая на то, что как осадконакопление, так и вторичное преобразование пород происходили в окислительной или близкой к нейтральной среде. Естественно, что этот критерий должен использоваться весьма осторожно, с учетом всех возможных факторов, которые могли привести к изменению $FeO : Fe_2O_3$. Значение титанового модуля будет рассмотрено ниже.

При изучении докембрийских песчано-глинистых отложений неизбежно приходится иметь дело с метаморфизованными остатками древних кор выветривания, сохранившимися во многих случаях на материнских породах под трансгрессивно перекрывающимися их песчано-глинистыми отложениями. Диагностика этих кор, утративших свой первичный облик и минеральный состав, весьма затруднительна и часто может быть подтверждена лишь химическими анализами пород из предполагаемой коры выветривания. При изучении химического состава древних кор также крайне важно выяснение отношений между отдельными элементами. Подробно этот вопрос рассматривался в других работах автора [54, 59]. Здесь мы отметим следующее.

Докембрийские коры химического выветривания чаще всего устанавливаются на изверженных породах. У магматических горных пород отношения между пороодообразующими элементами определяются исходным составом застывающей лавы или физико-химическими условиями кристаллизации магмы на глубине. Химический же состав коры выветривания формируется под влиянием экзогенных факторов. В этих условиях различные элементы будут вести себя иначе, чем в магматических процессах, и отношения между ними будут иными.

Кальций и натрий в коре выветривания не образуют устойчивых соединений, поэтому даже при слабом выветривании материнских пород они неизбежно будут удаляться. Калий и магний будут интенсивно удаляться только при глубоком выветривании. При умеренном выветривании они могут связываться в гидрослюды, монтмориллонит и другие глинистые минералы, т. е. окажутся значительно более устойчивыми, чем натрий и кальций. Следовательно, по отношению $Na_2O : K_2O$ и $CaO : MgO$ можно судить о направленности и глубине химического преобразования исходного материала.

Расчет отношений $CaO : MgO$ и $Na_2O : K_2O$ очень важен и при изучении самих осадочно-метаморфических, в том числе первично глинистых, пород, поскольку эти породы формировались в свое время из осадочного материала, претерпевшего выветривание в области размыва и на путях переноса. Изучение отношений $CaO : MgO$ и $Na_2O : K_2O$ показывает, что в осадочных породах, сложенных даже умеренно зрелым терригенным материалом, калий преобладает над натрием, а магний — над кальцием. В изверженных горных породах эти соотношения, как правило,

обратные. Исключение составляют ультраосновные породы, в которых магний преобладает над кальцием, но зато натрия в них больше, чем кальция. В калишпатовых гранитах калий может преобладать над натрием, но магния в них будет меньше, чем кальция. Эти особенности позволяют во многих случаях уверенно различать орто- и парапороды среди глубоко метаморфизованных кислых кристаллических образований. Одновременное преобладание калия над натрием и магния над кальцием возможно только в первично осадочных терригенных породах.

При изучении химического состава кор выветривания очень важны отношения суммы окислов щелочных и щелочноземельных элементов к глинозему, $Al_2O_3 : SiO_2$, $TiO_2 : Al_2O_3$ и $FeO : Fe_2O_3$. Первое из них является хорошим показателем глубины химических преобразований в коре, особенно если выветривание достаточно глубокое, когда выносятся не только натрий и кальций, но также магний и калий. Степень выветрелости исходного материала определяет и кремневый модуль, а по отношению закисного железа к окисному можно установить, в каких условиях, окислительных или восстановительных, древнее выветривание протекало. Уменьшение значений $FeO : Fe_2O_3$ вверх по профилю, т. е. увеличение в этом направлении окисных форм железа, будет свидетельствовать об окислительной обстановке выветривания.

Титановый модуль позволяет вполне определенно говорить, имеем ли мы дело с остаточными или переотложенными продуктами выветривания. В ненарушенных корах выветривания отношение двуокиси титана к глинозему в каждом профиле будет постоянным и равным значению его в неизмененных материнских породах. Одновременный и пропорциональный вынос из них титана и алюминия растворами исключается в силу почти полной нерастворимости титана в природных водах [12], 178—180]. При механическом перемыве и переотложении продуктов выветривания равновесие между титаном и алюминием также неизбежно нарушилось бы. Титан в изверженных горных породах находится как в тонкодисперсной форме в кристаллической решетке некоторых алюмосиликатных минералов (слюд, амфиболов, полевых шпатов), так и в виде самостоятельных минералов — ильменита, титаномагнетита, лейкоксена, рутила и т. д. Размерность этих минералов больше пелитовой, а вследствие высокой устойчивости при химическом выветривании они могут в крайнем случае лейкоксенизироваться, но размер их будет сохраняться. Глинозем же и двуокись титана, входящие в состав алюмосиликатов, при достаточно глубоком выветривании полностью или почти полностью окажутся в тонкодисперсном состоянии.

При последующем размыве и переносе продуктов выветривания должно произойти известное разделение двуокиси титана и глинозема. Тонкодисперсные их фракции, т. е. весь глинозем

и часть титана, уйдут в зону накопления глинистых отложений, а другая часть титана в виде более крупных самостоятельных минералов будет накапливаться вместе с песчаным и алевритовым материалом. В силу этого в глинистых породах титановый модуль окажется ниже, а в песчаных — выше, чем в материнских, и чем сильнее было разложение алюмосиликатов в коре выветривания, тем эта разница должна быть больше. В кварцевых песчаниках при очень незначительном общем содержании глинозема и двуокиси титана титановый модуль может иметь очень большие значения, и чем меньше в песчаниках примесь

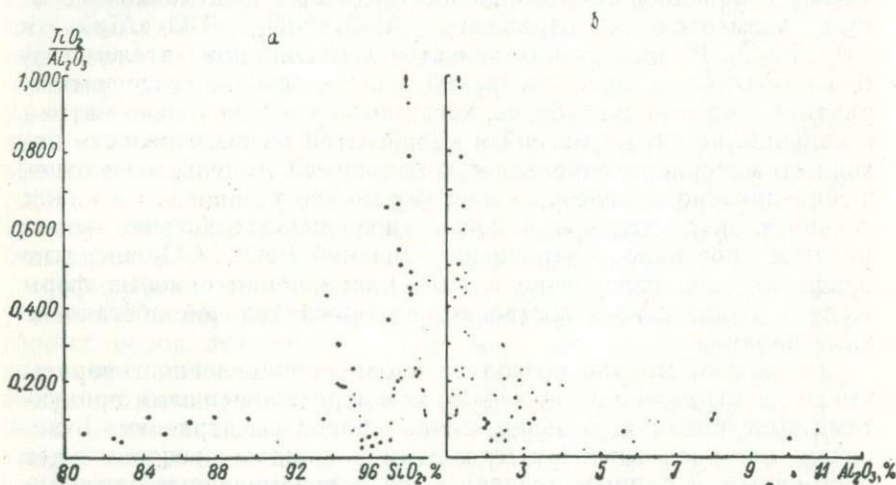


Рис. 3. Зависимость значений титанового модуля от содержания кремнезема (а) и глинозема (б) в каменноугольных кварцевых песчаниках Англии (по данным [218]).

глинистого или другого алюмосиликатного материала, тем модуль выше. Очень отчетливо видна прямая зависимость величины титанового модуля от содержания кремнезема и обратная — от содержания глинозема, например в каменноугольных кварцевых песчаниках Англии (рис. 3). Указанная зависимость может иметь, с нашей точки зрения, очень важное значение при изучении докембрийских полностью перекристаллизованных кварцевых пород для разграничения хемогенных кварцитов и обломочных отложений. Прямой пропорциональной зависимости между содержанием в породе кварца и величиной титанового модуля в хемогенных кварцитах не может быть, так как совместная пропорциональная садка кремнезема и титана хемогенным путем исключается в силу резкого различия химических свойств этих элементов, о чем уже говорилось выше.

Поскольку в глинистых отложениях величина титанового модуля всегда меньше, чем в размывавшихся материнских породах, то по значениям модуля иногда можно составить пред-

ставление хотя бы о приблизительном составе пород в области сноса, особенно если эти области были ограниченными и сложенными однообразными породами с характерными значениями титанового модуля. У основных пород он всегда имеет очень большие значения (до 0,07, а у толентовых базальтов даже до 0,18—0,20), в то время как у гранитоидов большей частью не превышает 0,03. Естественно, что глины с модулем 0,05—0,06 могли образоваться только за счет выветривания основных пород.

Значение титанового модуля для выявления генезиса неизменных терригенных осадочных пород неоднократно рассматривалось в геологической литературе [117, 118, 153, 178, 179 и др.]. Н. М. Страхов [178] считал, что для глин связи TiO_2 и Al_2O_3 устанавливаются еще в коре выветривания и сохраняются при последующем переотложении глинистого материала. Из изложенного явствует, однако, что эти связи лишь предопределяются исходным составом материнских пород, а окончательно формируются в результате осадочной дифференциации при переносе и отложении терригенного материала.

При геохимических исследованиях наряду с табличными широко используются графические формы изображения химического состава пород. Они более наглядны и позволяют сравнивать одновременно друг с другом и выбранными эталонами большое количество химических анализов. Для сравнения метаморфических пород с изверженными и осадочными и реконструкции по химическому составу их первичной природы в разное время также был предложен ряд систем пересчета химических составов на некоторые петрохимические «характеристики» или «числа», которые затем различными способами изображаются графически. К числу этих способов относятся диаграммы А. Н. Заварицкого [80], П. Ниггли [65], А. Симонена [220], Н. А. Доморацкого [69, 70], А. А. Предовского [143], Н. П. Семененко [167] и др. О. М. Розеном [152] недавно была предложена методика непосредственного пересчета химического состава метаморфизованных пород на определенные минеральные компоненты глинистых и песчаных отложений.

Подробное рассмотрение этих методов не входит в нашу задачу. Здесь следует лишь указать, что их авторы при разделении пороодообразующих элементов на группы так или иначе исходили в первую очередь из поведения и взаимоотношений между этими элементами в процессах магматического или метаморфического минералообразования. Поведение элементов при экзогенных процессах учитывалось лишь частично или вообще не учитывалось. Так, например, железо и магний во всех системах пересчета объединяются в одну группу, хотя в процессах выветривания и формирования химического состава осадочных пород судьба этих элементов резко различна. В других случаях в одну группу объединяются кремнезем и двуокись титана —

элементы, геохимически различные не только в экзогенных, но и в эндогенных условиях, даже в рядах подвижности, построенных для метасоматических процессов, двуокись титана всегда стоит рядом с глиноземом, в то время как подвижность кремнезема может изменяться в широких пределах. На некоторых диаграммах калий объединяется с кремнеземом [128, 155]. Это неизбежно ведет к тому, что породы с калийсодержащими минералами (калишпатами, мусковитом, калиевыми гидрослюдами и т. д.) попадают в группу чисто кварцевых (или кремнистых) пород. Наконец, само построение отдельных из упомянутых диаграмм (А. А. Предовского, Н. А. Доморацкого и других) весьма сложное и требует до вычисления необходимых «характеристик» и «коэффициентов» перевода весовых содержаний породообразующих окислов в молекулярные количества и проценты.

Автором в качестве основного способа графического изображения химического состава осадочных и осадочно-метаморфических пород предлагаются треугольные диаграммы. Эти диаграммы построены исходя из поведения породообразующих элементов в зоне гипергенеза и геохимических особенностей различных минеральных типов глин. Для их построения, кроме того, не требуется перевода весовых содержаний окислов в молекулярные количества и молекулярные проценты, так как на треугольных диаграммах изображаются не содержания окислов, а лишь процентные соотношения между ними или их группами. На эти соотношения не будет влиять количество воды и других летучих компонентов, содержание которых в исследуемых породах может быть весьма изменчивым.

В качестве основной автором использована треугольная диаграмма общего состава пород [49]. Для изображения химических анализов на этой диаграмме породообразующие окислы разбиваются на три группы элементов, геохимически сходных по поведению в зоне гипергенеза. Такими группами будут: 1) малоподвижные в гипергенных условиях окислы титана, алюминия, железа и марганца, 2) легкоподвижные окислы натрия, кальция, магния и калия и 3) кремнезем, занимающий по подвижности промежуточное положение между двумя первыми группами*. Содержание воды и летучих компонентов на диаграмме, как уже отмечалось, не учитывается, поэтому весовые количества окислов указанных групп приводятся к 100%. Если каждую вершину треугольника принять за 100%-ное содержание одной из групп, то химический состав любой породы будет изображен на диаграмме в виде точки. На треугольной диаграмме можно показать одновременно большое количество еди-

* Кремнезем, кроме того, присутствует в терригенных породах всегда в очень больших количествах, поэтому объединение его с другими окислами исключается и по этой причине, иначе при реконструкции минерального состава пород неизбежны существенные искажения или даже ошибки.

нических анализов, средние составы или эталонные поля для различных типов осадочных, осадочно-метаморфических и изверженных пород, что позволяет наглядно сравнивать отдельные группы друг с другом (рис. 4).

Терригенные осадочные и изверженные породы занимают на треугольной диаграмме только нижнюю левую ее часть, поэтому

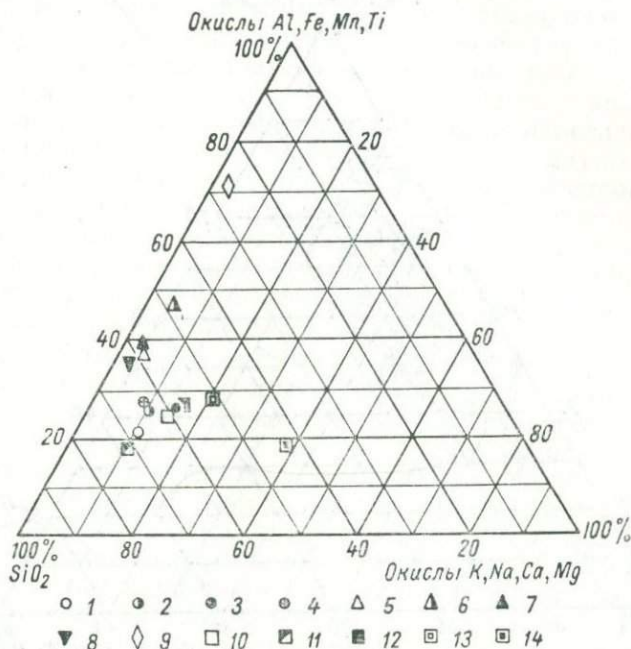


Рис. 4. Диаграмма среднего химического состава различных типов глин, метаморфических сланцев и изверженных пород.

1 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 2 — морские глины; 3 — глины морские, засоленных лагунов и озер аридной зоны; 4 — кристаллические сланцы мамской толщи верхнего протерозоя; 5 — континентальные глины жаркого влажного климата; *высокоглиноземистые сланцы*: 6 — пурпольской свиты, 7 — анайской свиты, 8 — кейвской серии; 9 — боксонские бокситы Восточного Саяна; 10 — средний состав изверженных пород (по Ф. Кларку и Г. Вашингтону); 11 — кислые, 12 — средние, 13 — основные, 14 — ультраосновные породы (по А. П. Виноградову). Состав пород 1—3, 5 и 10—14 взят из работы А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой [155].

для большей наглядности и удобства при нанесении химического состава этих пород можно пользоваться не всем треугольником, а лишь увеличенной левой его частью. На рис. 5 по указанному способу изображены приведенные в табл. 3 средние химические составы различных минеральных типов глин, их фракций <0,001 мм и глинистых минералов из фанерозойских отложений*. Как видно из рис. 5, основные минеральные

* Для краткости треугольную диаграмму общего химического состава пород можно назвать диаграммой САК по начальным буквам первых окислов (SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O), расположенных в разных вершинах треугольника.

группы — каолинитовая, гидрослюдистая и монтмориллонитовая — занимают на диаграмме довольно четко обособленные поля, особенно глины каолинитового состава.

Глины смешанного состава располагаются соответственно между полями каолинитовых, гидрослюдистых и монтморилло-

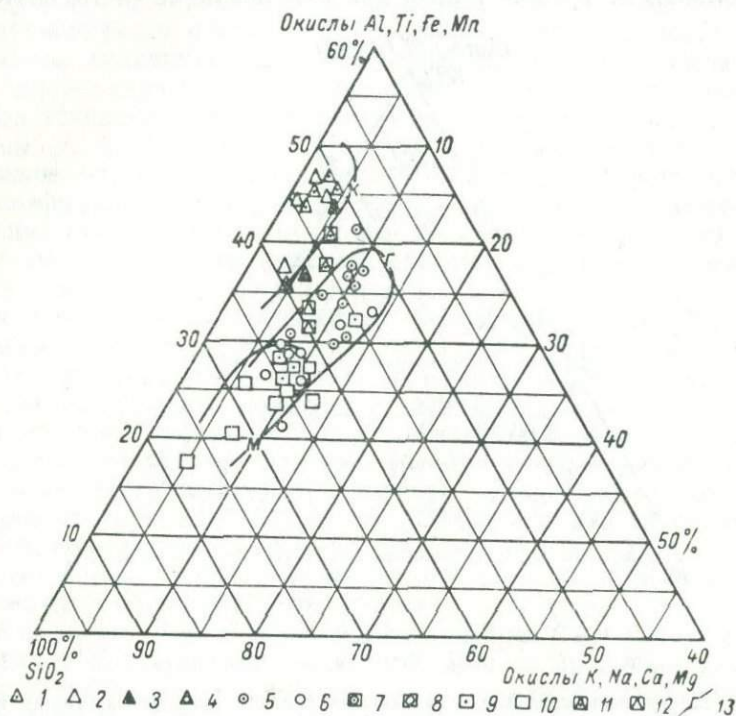


Рис. 5. Диаграмма САК средних химических составов основных минеральных типов глин, их фракций $<0,001$ мм и глинистых минералов.

1 — минералы каолинитовой группы и фракции $<0,001$ мм каолинитовых глин; 2 — валовые анализы каолинитовых глин; 3 — фракции $<0,001$ мм монтермитовых глин и каолинитовых глин с примесью гидрослюд; 4 — валовые анализы тех же глин; 5 — гидрослюдистые минералы и фракции $<0,001$ мм гидрослюдистых глин; 6 — валовые анализы тех же глин; 7 — фракции $<0,01$ мм монтмориллонит-гидрослюдистых глин; 8 — валовые анализы тех же глин; 9 — монтмориллонитовые минералы и фракции $<0,001$ мм монтмориллонитовых глин; 10 — валовые анализы тех же глин; 11 — фракции $<0,001$ мм бейделлитовых и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин; 12 — валовые анализы тех же глин; 13 — здесь и далее эталонные поля глин (к — каолинитовых, г — гидрослюдистых, м — монтмориллонитовых).

нитовых. Во всех группах глинистых отложений точки, отвечающие химическому составу фракций $<0,001$ мм, расположены на диаграмме выше точек состава природных глин, поскольку присутствующая в последних примесь обломочных зерен кварца заставляет точки смещаться в сторону вершины, отвечающей 100%-ному содержанию SiO_2 . В результате этого на диаграмме четко выделяется лишь поле тонких гидрослюдистых глин и их

фракций $<0,001$ мм, расположенное выше поля глин монтмориллонитового состава.

Большинство природных гидрослюдистых глин, содержащих обломочные примеси, располагается уже в поле монтмориллонитовых глин, и на данной диаграмме различить эти разновидности невозможно. В связи с этим автором предложена дополнительная треугольная диаграмма, которая характеризует особенности состава не породы в целом, а лишь ее глинистой части. Из приведенной выше характеристики химического состава глинистых отложений следует, что наиболее важное диагностическое значение для выделения каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин имеет соотношение в них окислов калия и магния и глинозема. На этом принципе и построена предлагаемая диаграмма. Суммарное весовое содержание указанных окислов в породе принимается за 100% и затем рассчитывается доля каждого из них в этой сумме. На диаграмме вершины треугольника будут отвечать соответственно 100%-ному содержанию глинозема, окиси калия и окиси магния.

На диаграмме $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ все три поля — каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин — располагаются изолированно, даже не соприкасаясь друг с другом (рис. 6). Благодаря этому на диаграмме значительно более четко выделяются и самые разнообразные переходные разновидности глин — каолинит-гидрослюдистых, каолинит-монтмориллонитовых, гидрослюдисто-монтмориллонитовых и т. д. Диаграмма позволяет выявлять даже весьма тонкие нюансы в составе глинистых минералов. Так, например, на рис. 6 отчетливо видно, что часовъярские монотермитовые глины (№ 11—12) и нижнекаменноугольные каолинитовые с примесью гидрослюды глины Подмосковского бассейна (№ 13) тяготеют к полю каолинитовых глин, но располагаются в краевой его части, обращенной к глинам гидрослюдистого состава. Монтмориллонит-гидрослюдистые палеогеновые глины Ферганы (№ 18) и ленточные глины Онежского озера (№ 15) занимают промежуточное положение между полями монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин. Природные глины Биклянского и Верхненурлатского месторождения Поволжья (№ 3, 4) располагаются между полями монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин, тяготея все же к первому, т. е. примесь гидрослюды в них имеет второстепенное значение, как это отмечает и Н. В. Кирсанов [95, 96]. Любопытно, однако, что фракция $<0,001$ мм глин Биклянского месторождения (№ 2) располагается ближе к полю каолинитовых глин. По-видимому, несмотря на незначительную в общем (до 3—5%) примесь каолинита в биклянских глинах, он находится в более тонкодисперсной форме, чем монтмориллонит и гидрослюды, и в большей мере поэтому концентрируется во фракции $<0,001$ мм.

минеральный состав глинистой части пород, причем даже в том случае, если в них присутствует примесь песчано-алевритовых зерен кварца. Совместное использование обеих предложенных диаграмм (общего состава и глинистой части пород) позволяет решить и ряд других весьма важных вопросов, касающихся со-

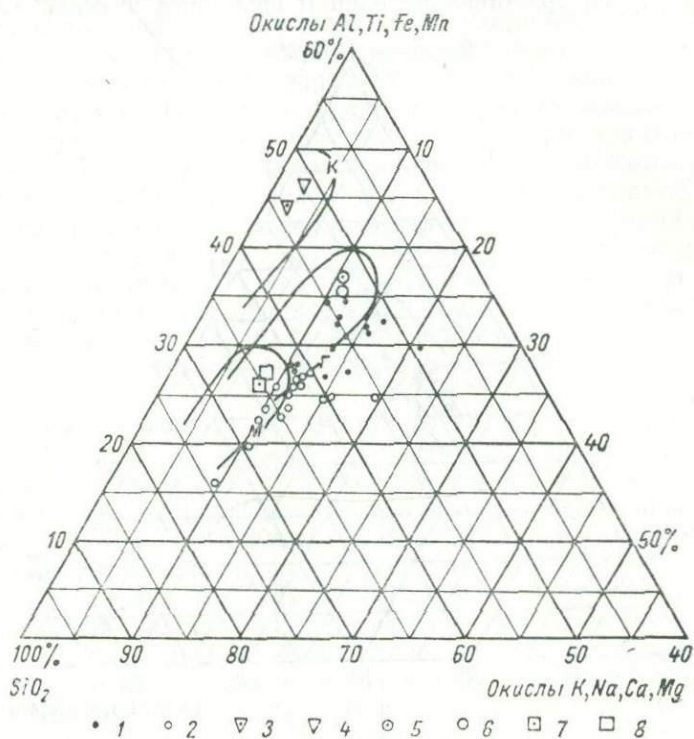


Рис. 7. Диаграмма SAK общего химического состава монтмориллонитовых глин Азкамарского месторождения Узбекистана.

1 — фракция < 0,001 мм; 2 — валовые анализы; *эталонные составы*: 3 — минералов каолиновой группы, 4 — фракций < 0,001 мм каолиновых глин, 5 — гидрослюд, 6 — фракций < 0,001 мм гидрослюдистых глин, 7 — монтмориллонитов, 8 — фракций < 0,001 мм монтмориллонитовых глин. Эталонный состав минералов подсчитан по данным Р. Грима [64], фракций < 0,001 мм минеральных типов глин — по данным М. В. Викуловой [21, 116].

става терригенных отложений. Определив на диаграмме $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ минеральный состав глинистой части пород, по диаграмме общего состава (SAK) можно в определенной мере судить о характере и количестве неглинистых примесей в породе. На рис. 7 показан состав естественных глин Азкамарского месторождения и их фракции < 0,001 мм. Состав этих глин монтмориллонитовый с примесью гидрослюды, поэтому точки, отвечающие составу фракции < 0,001 мм, располагаются между эталонными составами гидрослюдистых и монтморилло-

нитовых глин и минералов. Точки, отвечающие составу естественных глин, из-за примеси кварца располагаются ниже, по направлению к вершине SiO_2 . Наблюдается, кроме того, отклонение всех точек от линии, соединяющей состав монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин, в сторону вершины, отвечающей 100%-ному содержанию щелочей и щелочных земель. Это свя-

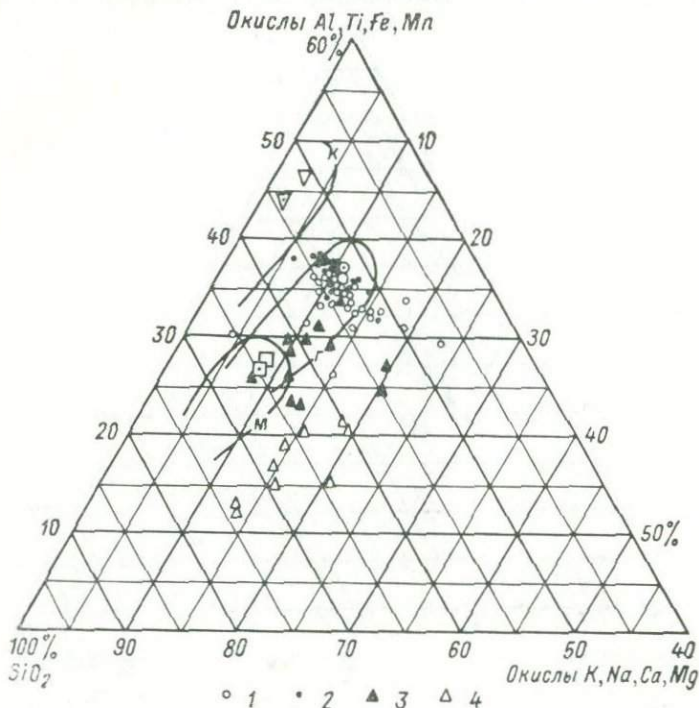


Рис. 8. Диаграмма САК общего химического состава ленточных глин Белоруссии.

1 — глинистые ленты в целом; 2 — фракции $< 0,001$ мм; 3 — фракции $0,001-0,005$ мм; 4 — алевритовые ленты в целом. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

зано с присутствием в азкамарских глинах большого количества Na_2O в поглощенном комплексе (см. табл. 3).

На диаграмме общего химического состава ленточных глин Белоруссии можно видеть аналогичную картину (рис. 8). При переходе от фракции $< 0,001$ мм к более крупным и к алевритовым лентам в целом наблюдается смещение точек в сторону вершины SiO_2 . Точки, отвечающие составу более крупных фракций, сильно смещаются, кроме того, в сторону вершины щелочных и щелочноземельных элементов. Это смещение обусловлено значительной примесью в ленточных глинах карбонатных минералов (от 1—2 до 13—14% в валовых пробах), которые имеют

размерность больше пелитовой и поэтому концентрируются в основном в алевритовых фракциях и алевритовых лентях [81].

Треугольная диаграмма SAK дает возможность производить и примерную количественную оценку обломочной примеси в песчано-глинистых отложениях. Если эти отложения сложены достаточно зрелым терригенным материалом, то обломочная примесь в них будет представлена главным образом песчано-але-вритовыми зернами кварца. В этом случае количество обломочного материала можно определить весьма точно и достоверно. Точки эталонного состава фракций $<0,001$ мм мономинеральных каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин (или соответствующих глинистых минералов, поскольку на диаграмме точки состава тех и других почти совпадают) в целом отвечают 100%-ному содержанию глинистого вещества в породах, а вершина SiO_2 треугольника — 100%-ному содержанию кварца. Соединив эту вершину линиями с указанными точками и разбив линии на пропорциональные отрезки, можно получить соответствующие шкалы для количественной (процентной) оценки глинистого и обломочного материала в исследуемых породах.

Сложнее обстоит дело, если среди обломков присутствуют полевые шпаты. Определить их наличие (и тем более количество) и отграничить от глинистой части лишь по одной диаграмме SAK нельзя. Однако присутствие полевых шпатов в песчано-глинистых отложениях можно установить по химическому составу, проанализировав отношения $K_2O : Al_2O_3$, $Na_2O : Al_2O_3$ или $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3$. Увеличение примеси обломочных зерен кварца никакого влияния на величину этих отношений, естественно, оказывать не будет. Если же в примеси присутствуют обломки полевых шпатов, то значение указанных отношений неизбежно будет возрастать. В глинах, даже в гидрослюдистых, отношение $K_2O : Al_2O_3$ не превышает 0,14—0,21, в мусковите оно равно 0,31, а в калиевых полевых шпатах — 0,92. Отношение $Na_2O : Al_2O_3$ в каолинитовых и гидрослюдистых глинах имеет весьма низкие значения, в то время как в чистом альбите оно равно 0,55, а в олигоклазе — 0,37.

Таким образом, по высоким значениям указанных отношений можно достаточно уверенно устанавливать в обломочной примеси и наличие калиевых полевых шпатов или кислых плагиоклазов. Основные плагиоклазы, как известно, в осадочных породах присутствуют весьма редко (в отложениях, образующихся в специфической обстановке и за счет размыва специфических коренных пород). Если обратиться к табл. 3, то, например, можно видеть, что примесь калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов в ленточных глинах Онежского озера и в континентальных глинах холодного и умеренно холодного климата вообще находит четкое отражение и в химическом составе. В этих глинах отмечаются повышенное содержание K_2O и Na_2O

и высокие отношения их к глинозему (в континентальных глинах $K_2O : Al_2O_3 = 0,29$). В качестве других примеров можно отметить, что в донных отложениях Ладожского озера суммарное отношение $(Na_2O + K_2O) : Al_2O_3$ составляет в глинистых илах 0,25, в тонкоалевритовых — 0,30, в крупноалевритовых — 0,38 и в песках — 0,53. В донных отложениях Онежского озера значения этого отношения равны соответственно 0,18; 0,19; 0,24 и 0,30.

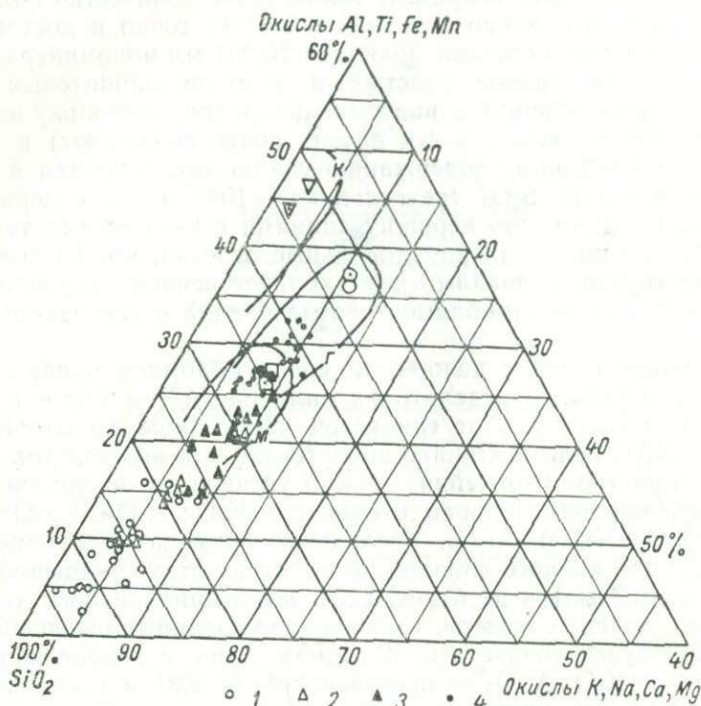


Рис. 9. Диаграмма САК общего химического состава донных отложений Ладожского озера.

1 — пески; 2 — крупноалевритовые илы; 3 — мелкоалевритовые илы; 4 — глинистые илы. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

При изображении на диаграмме САК химического состава всей гаммы песчано-глинистых отложений какого-либо конкретного бассейна или конкретной толщи выясняется еще одна интересная и важная особенность. По мере увеличения песчаного материала (а следовательно, и кремнезема) в глинистых отложениях и перехода от них к песчаным породам точки состава смещаются на диаграмме в сторону вершины SiO_2 . Однако смещение это не хаотичное, а строго закономерное, вдоль определенных линий или узких полос. Так, например, в донных отложениях Ладожского и Онежского озер точки состава смещаются

к вершине SiO_2 от поля монтмориллонит-гидрослюдистых глин (рис. 9, 10). В обоих случаях гамма точек образует очень сходную картину, но в донных отложениях Онежского озера точки состава глинистых илов несколько смещены в сторону поля каолинитовых глин, что свидетельствует о некоторой примеси в этих илах каолинита.

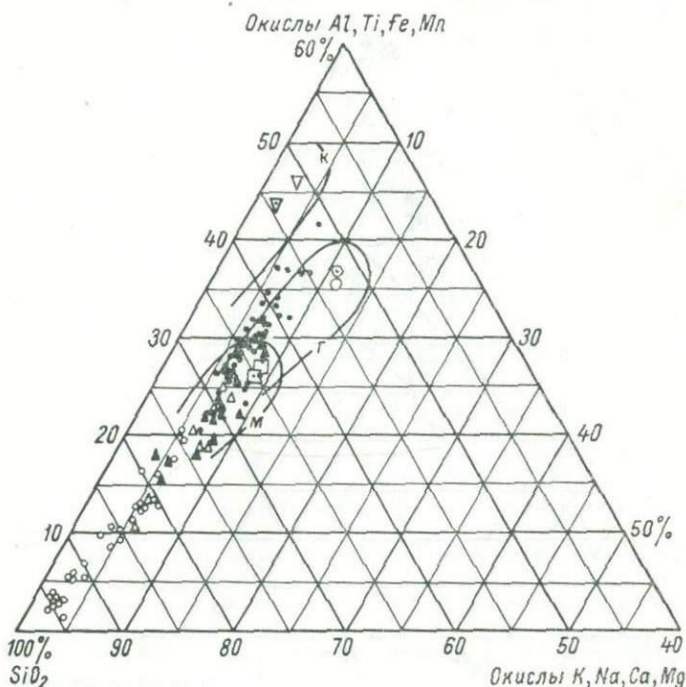


Рис. 10. Диаграммы САК общего химического состава донных отложений Онежского озера.

Условные обозначения см. на рис. 9.

Точки состава каолинитовых глин и кварцевых песков некоторых месторождений Русской платформы (латненские, часовьярские, тихвинские, бобриковские) располагаются вдоль узкой полосы, соединяющей поле каолинитовых глин с вершиной SiO_2 (рис. 11). Более широкий, чем на предыдущих диаграммах, разброс точек объясняется тем, что здесь на одной диаграмме показан состав одновременно для нескольких разных и к тому же разновозрастных месторождений. Для песчано-глинистых отложений одного района такого разброса точек не наблюдается (рис. 12). В целом на всех диаграммах видно, что взаимосвязанные песчано-глинистые отложения образуют своего рода неразрывные генетические ряды, отражающие степень химической

зрелости терригенного материала. Ниже будет показано, что подобные ряды отчетливо выделяются и при изучении химического состава метаморфизованных песчано-глинистых отложений докембрия. Значение этих рядов вполне очевидно. Они могут быть использованы не только для выяснения первичного минерального состава и условий образования исходных отложений,

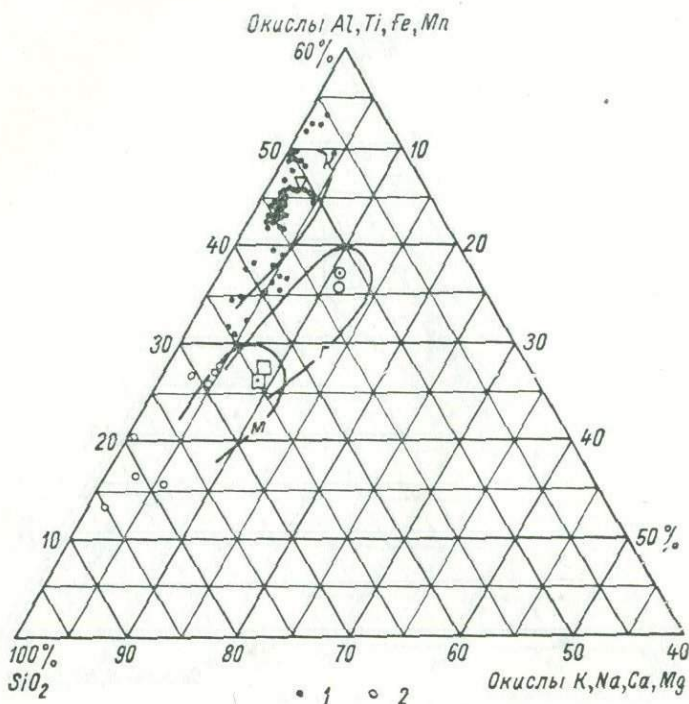


Рис. 11. Диаграмма САК общего химического состава каолинистых глин и кварцевых песков Русской платформы.

1 — глины; 2 — пески. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

но и в стратиграфических целях, при корреляции осадочно-метаморфических толщ удаленных районов. В ряде случаев они могут помочь и выявлению пород, генетически чуждых данной толще, например послонных интрузивных или эффузивных тел, дислоцированных и метаморфизованных совместно с осадочной толщей.

В рамках одной главы трудно всесторонне и полно рассмотреть химический состав терригенных глинистых и песчано-глинистых отложений, тем более что это не является главной целью настоящей работы, а служит лишь основой для изучения химического состава осадочно-метаморфических пород докембрия,

о которых дальше пойдет речь. Тем не менее даже изложенный материал убедительно показывает, по мнению автора, что химический состав терригенных пород не является хаотическим, а имеет свои особенности и свои закономерности, порой не менее строгие, чем в химическом составе пород изверженных. Эти закономерности формируются под влиянием экзогенных процессов, и в первую очередь процессов химического выветривания.

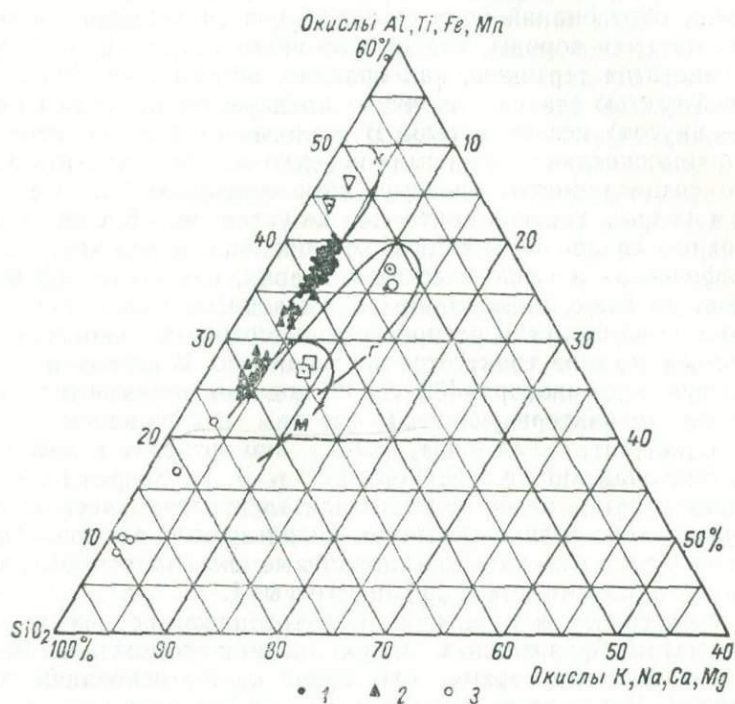


Рис. 12. Диаграмма SAK общего химического состава монотермитовых глин и кварцевых песков Часовъярского месторождения.

1 — глины; 2 — песчаные глины; 3 — кварцевые пески (в разной мере глинистые). Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

Процессы же выветривания независимо от исходного состава материнских пород направлены в одну сторону — в сторону формирования ассоциаций породообразующих элементов, устойчивых в экзогенных условиях. Мы видели, что химический и минеральный составы терригенных отложений тесно взаимосвязаны. В предыдущей главе было показано, что в процессе собственно регионального метаморфизма существенного изменения химического состава исходных осадочных пород не происходит. Следовательно, восстановление первичного минерального состава этих пород по их химическому составу — проблема вполне разрешимая.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД И ФОРМАЦИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ

Геологами-докембристами при описании осадочно-метаморфических образований широко используются понятия «высокоглиноземистые» породы, толщи, формации и т. д., причем употребление этих терминов, как правило, весьма произвольное и большей частью зависит от личных представлений (если не сказать, — вкусов) исследователя. В геологической литературе наряду с «высокоглиноземистыми» нередко можно встретить даже просто «глиноземистые гнейсы», хотя существования неглиноземистых гнейсов никто еще не установил. К сожалению, ни в одном справочно-методическом пособии, в том числе в петрографических и геологических словарях, нет не только определения, но даже упоминания об указанных выше понятиях. В прикладной геологии распространен термин «высокоглиноземное сырье», но и он трактуется неоднозначно. В первом издании «Геологического словаря» [32, с. 142] под ним понимаются «минералы, характеризующиеся высоким содержанием глинозема: андалузит, силлиманит, кианит, дюмортьерит и диаспор». С. И. Бенеславский, Ю. К. Горецкий и Л. В. Зверев [6, с. 40] указывали, что «в качестве сырья для электротермического способа получения силико-алюминия используются высокоглиноземистые силикатные (каолиновые, силлиманитовые, кианитовые, андалузитовые и др.) породы»*.

В геологической практике «высокоглиноземистые» породы среди метаморфизованных докембрийских отложений выделяются в настоящее время, как правило, на основании двух принципов. Чаще всего под этим названием описываются породы, содержащие гранат, дистен, силлиманит, андалузит и другие высокоглиноземистые минералы. Другая часть геологов относит к «высокоглиноземистым» породы, попадающие при пересчете их химического состава методом А. Н. Заварицкого в группу «пересыщенных глиноземом» [166, 188 и др.]. Ни тот, ни другой подход нельзя признать удовлетворительным. Называть гнейс или сланец высокоглиноземистым только по наличию в их составе высокоглиноземистых метаморфических минералов, не учитывая содержания последних в породе, с нашей точки зрения, неправильно. При соответствующих условиях метаморфизма высокоглиноземистые минералы могут появиться практически в любой алюмосиликатной породе (как орто-, так и пара-). Вопрос заключается в том, в каком количестве присутствуют

* Разрядка наша. — В. Г.

эти минералы? Чаще всего они находятся в весьма подчиненном количестве, а содержание глинозема во вмещающих их породах не превышает 15—18%. Кроме того, выделение высокоглиноземистых пород по соответствующим минералам производится обычно лишь для сильно метаморфизованных кристаллических образований, в которых эти минералы хорошо видны невооруженным глазом или под лупой. При изучении слабо метаморфизованных тонкозернистых отложений в процессе полевых исследований нередко пропускаются породы даже с очень высоким содержанием глинозема. Пропускаются они и при микроскопическом изучении шлифов, так как «высокоглиноземистыми» принято называть породы, содержащие лишь такие минералы, как гранат, дистен, силлиманит, андалузит, кордиерит. На серицит-хлоритоидные, серицит-пиррофиллитовые и тому подобные сланцы это название почему-то не распространяется.

Нельзя признать правильным и второй путь выделения высокоглиноземистых пород. Метод А. Н. Заварицкого был предложен для изучения химического состава изверженных образований. По отношению к ним термин «пересыщенный» указывает лишь на избыток алюминия над щелочами и кальцием и вовсе не обозначает «с высоким содержанием глинозема». Опять-таки изучение химического состава выделенных таким способом «высокоглиноземистых» пород показывает, что содержание глинозема в них рядовое, характерное для большинства полимиктовых терригенных отложений и их метаморфизованных аналогов. Так, например, Н. П. Семененко [166], описывая метаморфические образования Мамской кристаллической полосы, называет даже не «высоко-», а «суперглиноземистыми» гнейсы и сланцы, в которых среднее содержание глинозема составляет всего 18,9%. Н. Л. Добрецов, относя к высокоглиноземистым все метаморфизованные первично осадочные породы, которые при пересчете их состава по методу А. Н. Заварицкого попадают в группу пересыщенных глиноземом, вынужден признать, что «сюда попадают и некоторые составы гранитов» [188, с. 255]. Вряд ли, конечно, граниты можно назвать высокоглиноземистыми породами. Еще дальше идет Е. А. Кулиш (1972 г.), указывая, что «в высокоглиноземистых породах абсолютная величина содержания глинозема может быть различной и даже незначительной». В. В. Жабин (1974 г.) относит к «высокоглиноземистым формациям» мощные толщи карбонатных пород, содержащие лишь прослой высокоглиноземистых сланцев и бокситов.

Приведенные примеры и соображения показывают, что при выделении высокоглиноземистых пород в метаморфических толщах докембрия нельзя опираться ни на качественное присутствие в них высокоглиноземистых минералов, ни на недосыщенность или пересыщенность их глиноземом по отношению к щелочам и кальцию. Нужно исходить из реального содержания

глинозема в изучаемых породах и из сравнительного анализа их химического состава и состава тех неизмененных молодых отложений, которые могут быть отнесены к высокоглиноземистым. Такими отложениями являются лишь бокситы и глины существенно каолинитового состава (каолинитовые, монотермитовые, огнеупорные и т. п.). Кстати, в американской геологической литературе к этим глинам часто как раз и применяется название «высокоглиноземистые» (high-alumina-clays).

В отечественной литологии для последокембрийских осадочных образований термин «высокоглиноземистые породы» не употребляется. Породы с высоким содержанием глинозема обычно описываются под названиями «аллиты» и «сиаллиты». Эти термины были введены Г. Гаррасовитцем (1927 г.), а позже несколько видоизменены и дополнены С. Ф. Малявкиным [32, 33]. Единого и общепринятого понимания этих терминов нет. Г. Гаррасовитц и С. Ф. Малявкин под названием «аллиты» выделяли породы, сложенные в основном свободными гидратами глинозема, т. е. бокситы. Позже «аллитами» стали называть лишь породы, переходные между кондиционными бокситами и «сиаллитами». Под названием «сиаллиты» Г. Гаррасовитц понимал глинистые продукты выветривания, представленные водными алюмосиликатами (каолинит, аллофан). С. Ф. Малявкин считал, что это остаточные или осадочные породы, генетически связанные с аллитами и содержащие примесь свободных гидратов глинозема, но имеющие кремневый модуль < 1 [32, 33]. С. И. Бенеславский, Ю. К. Горецкий и Л. В. Зверев [6] отмечали, что правильнее относить к сиаллитам породы просто каолинитового состава или с примесью минералов железа и кремневым модулем, меньшим единицы.

Термин «высокоглиноземистые породы», хотя и более общий, чем рассмотренные выше, имеет то преимущество, что он четко выделяет главную особенность химического состава пород. Применительно к метаморфическим образованиям докембрия употребление термина «сиаллит» не подходит еще и по той причине, что он созвучен и по существу близок по значению термину «алюмосиликатные породы», что может привести к определенной путанице при описании метаморфических толщ. Докембрийские «аллиты» известны пока весьма ограниченно, поэтому особой необходимости в этом термине также нет.

При анализе химического состава неметаморфизованных глинистых отложений было показано, что каолинитовые глины характеризуются высоким содержанием глинозема (до 30% и выше) и незначительным содержанием щелочей и щелочных земель (1—3%), а кремневый модуль в них не опускается ниже 0,56 (см. табл. 3). Однако принять эти параметры за нижний предел при выделении высокоглиноземистых пород в осадочно-метаморфических толщах докембрия было бы, с нашей точки зрения, не совсем правильным. В природе широко распростра-

нены каолиновые глины с примесью гидрослюд, монтмориллонита и других глинистых минералов. В таких глинах содержание глинозема падает ниже 30%, а количество щелочей и щелочных земель увеличивается до 3—5% и более. Содержание глинозема и значение кремневого модуля будут уменьшаться также и из-за примеси обломочного песчано-алевритового материала, весьма обычного в глинистых отложениях. В связи с этим становится совершенно очевидно, что граница между высокоглиноземистыми существенно каолиновыми и обычными полимиктовыми глинистыми и песчано-глинистыми отложениями может быть проведена лишь условно. Представляется наиболее логичным проводить эту границу по содержанию глинозема в 25% и кремневному модулю 0,50. Эти цифры являются предельными для других минеральных типов глин. Из табл. 3 видно, что только в гидрослюдах и чистых гидрослюдистых глинах (фракциях <math><0,001\text{ мм}</math>) содержания глинозема и значения кремневого модуля приближаются к указанным. Суммарное содержание щелочей и щелочных земель, не превышающее 3—5%, также является наиболее приемлемым. При указанных значениях кремневого модуля и содержания глинозема более высокое содержание щелочей и щелочных земель может наблюдаться, вероятно, только в каолинит-гидрослюдистых глинах, в которых гидрослюда относится в основном к гидромусковитовому ряду.

Исходя из изложенных соображений, *под высокоглиноземистыми осадочно-метаморфическими породами докембрия мы предлагаем понимать метаморфизованные осадочные, главным образом глинистые породы, содержащие не менее 25% глинозема, при малом или незначительном (обычно не более 3—5%) количестве щелочей и щелочных земель и с кремневым модулем, близким или превышающим 0,50.* Главную или подавляющую роль в минеральном составе высокоглиноземистых пород играют высокоглиноземистые (и железисто-глиноземистые) минералы при подчиненном или незначительном содержании других.

Дав определение высокоглиноземистых пород, можно попытаться более четко сформулировать и понятие о докембрийских высокоглиноземистых формациях. Как известно, само определение, объем, классификация, а также методические вопросы выделения и изучения формаций вызывают среди геологов жаркие споры и дискуссии, что отчетливо показало и состоявшееся во ВСЕГЕИ Всесоюзное совещание по геологическим формациям (1968 г.). Особенно острой является дискуссия между представителями так называемых «генетического» и «парагенетического» направлений, хотя, с нашей точки зрения, споры между ними нередко носят формальный и беспредметный характер. В конечном счете большинство (если не все) геологов понимает под формациями естественные ассоциации (парагенезисы, комплексы) горных пород, характеризующиеся определенным

составом и строением и отличающиеся по этим признакам от ассоциаций, смежных с ними по вертикали или в латеральном направлении.

Совершенно очевидно, что если существуют различия между комплексами горных пород, то различными должны были быть и условия их образования (тектонические, климатические, палеогеографические), как бы малы эти различия ни были. Естественно, что комплексы можно выделять легче и объективнее, чем выяснять условия их происхождения, так как генетический анализ всегда будет иметь в той или иной мере субъективный характер. В связи с этим осадочные формации правильнее выделять, по мнению автора, в первую очередь на основе вещественного состава и строения изучаемых толщ, а затем уже учитывать их генетические особенности.

В таком случае *высокоглиноземистые формации докембрия можно определить как естественные ассоциации (парагенезисы, комплексы) метаморфизованных осадочных пород, среди которых главную роль играют высокоглиноземистые первично глинистые отложения* и которые по вещественному составу и строению отличаются от подстилающих и перекрывающих их комплексов.

Из приведенного определения следует, что в высокоглиноземистых формациях в подчиненном количестве могут присутствовать не только первично глинистые, но и другие породы: обломочные, карбонатные и т. д. Среди глинистых отложений наряду с высокоглиноземистыми существенно каолинитовыми по исходному составу неизбежно будут встречаться разновидности, более бедные глиноземом и богатые щелочами и щелочными землями. Поэтому среднее содержание глинозема и средние значения кремневого модуля для формаций в целом могут быть ниже, а среднее содержание суммы щелочей и щелочных земель несколько выше, чем это было указано для высокоглиноземистых пород.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ПЕРВИЧНО ГЛИНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Появление на определенных ступенях регионального метаморфизма сходных минеральных ассоциаций, как правило, создает лишь видимость сходства первоначального состава метаморфизованных глинистых отложений. Более детальное сравнительное их изучение, и в первую очередь изучение химического состава, показывает, что докембрийские отложения, так же как и фанерозойские, чрезвычайно разнообразны. Среди них можно выделить всю гамму отложений — от пород пестрого полимиктового состава до сложенных продуктами глубокой химической дифференциации исходного материала.

В целом формации, в которых главную роль играют высокоглиноземистые породы, по особенностям химического состава и ряду других признаков значительно отличаются от наиболее распространенных в докембрии первично глинистых формаций полимиктового состава, хотя в природе развиты, конечно, и переходные между ними формации, в которых эти различия в известной мере стираются. Сравнительное изучение самих высокоглиноземистых формаций показывает, что и среди них имеются разновидности, отличающиеся друг от друга. Различия эти заключаются не только в вещественном составе и строении формаций. Высокоглиноземистые формации, так же как и обычные полимиктовые, тесно сочетаются в природе с формациями другого состава, слагая вместе с ними более крупные осадочно-метаморфические комплексы. Строение этих комплексов, положение в общем разрезе конкретных регионов, взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями также различны. Поэтому, прежде чем перейти к выделению высокоглиноземистых формаций, их типизации и общей характеристике, целесообразно привести описание отдельных осадочно-метаморфических комплексов, вмещающих первично глинистые формации, чтобы на конкретном фактическом материале рассмотреть указанные выше различия.

БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

В Байкальской горной области первично глинистые отложения, слагающие мощные самостоятельные формации, распространены широко, особенно в северной и юго-западной ее частях, в зоне развития средне- и верхнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ. Среди них заведомо высокоглиноземные

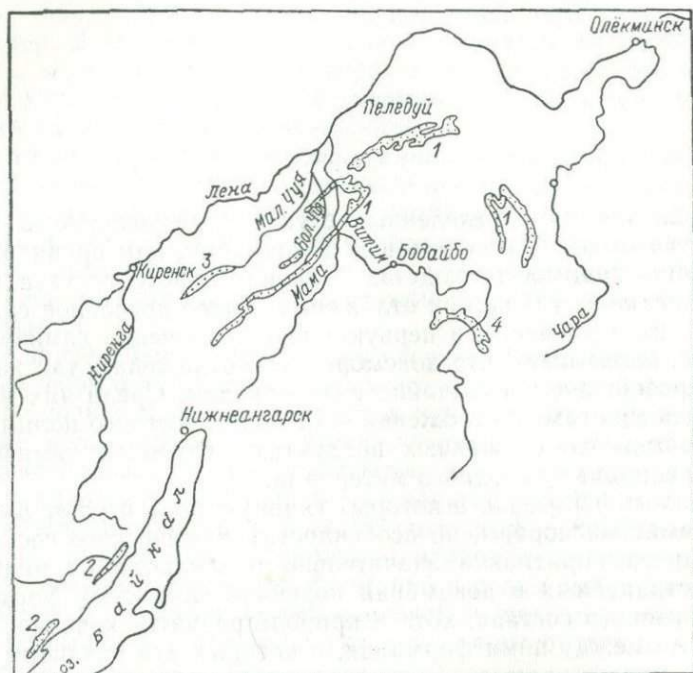


Рис. 13. Схема географического распространения серий и свит Байкальской горной области, вмещающих высокоглиноземистые породы и формации.

Цифры на схеме: 1 — тепторгинская серия, 2 — анайская свита, 3 — окульская свита, 4 — джалагунская свита.

стые сланцы известны в тепторгинской серии Патомского и Северо-Байкальского нагорий, анайской свите Западного Прибайкалья и джалагунской свите Средневитимской горной страны (рис. 13). Для сравнения кратко охарактеризуем также первично глинистые отложения патомской серии верхнего протерозоя, которые, хотя и содержат в зонах повышенного метаморфизма такие высокоглиноземистые минералы, как дистен и гранат, по химическому составу и другим особенностям значительно отличаются от указанных выше.

Вопросы, касающиеся истории изучения, стратиграфии, литолого-геохимических особенностей, полезных ископаемых и условий образования тепторгинской серии, подробно освещены автором в специальной, посвященной ей монографии [59]. Поэтому ниже характеристика серии будет дана лишь в том объеме, который необходим для понимания формационных особенностей слагающих ее высокоглиноземистых глинистых и тесно связанных с ними обломочно-кварцевых отложений.

Как самостоятельная стратиграфическая единица тепторгинская серия была выделена в 1958 г. С. И. Друговым [73], который высказал также предположение, что развитые в ее составе дистен-хлоритоидные сланцы возникли за счет метаморфизма пород, близких к бокситам [72]. Более поздние обобщения по тепторгинской серии принадлежат Л. И. Салопу, отнесшему ее к среднему протерозою и давшему несколько вариантов стратиграфического ее расчленения [158—160]. Современное понимание объема серии и расчленение ее на свиты установились в результате исследований автора, проводившихся совместно с Г. Ю. Пушкиным и А. Д. Смирновой с 1957 по 1965 г. [45—50, 54, 59]. В течение последних 15—17 лет с разными целями серию изучали также В. М. Таевский, Т. П. Жаднова, Б. В. Огиенко, Б. И. Дорожков, Ю. Г. Попов, А. Н. Потороченко, В. Л. Тихонов, С. П. Кориковский, В. С. Федоровский и другие.

Отложения тепторгинской серии развиты в северной части Байкальской горной области, в пределах внешней, прилегающей к Среднесибирскому плоскогорью, зоны Патомского и Северо-Байкальского нагорья. Они прослеживаются в виде огромной дугообразной цепи длиной более 800 км от оз. Ничатка на востоке до верховьев рек Тыи и Абчады на западе, обнажаясь на крыльях и в осевой части крупных антиклинорных структур — Лонгдорского, Тонодского и Чуйского антиклинориев. В ядерной части этих структур развиты глубоко метаморфизованные и сложно дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения чуйской толщи нижнего протерозоя, местами интенсивно мигматизированные и прорванные гранитоидами куандинского (угольканского) и чуйско-кодарского комплексов.

Тепторгинская серия залегает на образованиях нижнего протерозоя с крупным перерывом и угловым несогласием и перекрывается мощными терригенно-карбонатными отложениями патомской серии верхнего протерозоя. Патомская серия распространена наиболее широко. Она выполняет Мамско-Бодайбинский синклиниорий, примыкающий к внутренней стороне Чуйско-Лонгдорской антиклинорной дуги, и образует широкую полосу выходов с внешней ее стороны, в так называемой Приленской складчатой зоне. В этой зоне по направлению

к Сибирской платформе верхнепротерозойские отложения сменяются вендскими и нижнепалеозойскими.

Тепторгинская серия по вещественному составу и другим литолого-фациальным особенностям пород расчленяется на две свиты (снизу) — пурпольскую и медвежевскую. Пурпольская свита сложена почти исключительно кварцевыми обломочными породами (песчаниками, гравелитами, реже мелкогалечными конгломератами) и высокоглиноземистыми сланцами, представленными в зависимости от степени метаморфизма серицит-пирофиллитовыми, диаспор-пирофиллитовыми, пирофиллит-хлоритовидными, дистен-хлоритовидными, дистен-ставролит-гранатовыми и тому подобными разновидностями. Обломочные породы, в первую очередь песчаные, в зонах высокого метаморфизма преобразуются в кварциты. Следует сразу же отметить, чтобы не повторяться в дальнейшем, что метаморфизм пород закономерно возрастает от внешних к внутренним крыльям Чуйско-Лонгдорской дуги (или от окраин к внутренним частям Патомского и Северо-Байкальского нагорий) и в этом направлении последовательно появляются породы, метаморфизованные от низших ступеней зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций включительно.

Высокоглиноземистым и кварцевым породам пурпольской свиты резко подчинены горизонты основных эффузивов, превращенных в метадиабазы и амфиболиты и развитых только на внутренних крыльях Чуйского и Лонгдорского антиклинориев. Среди базальных горизонтов, а чаще в верхах свиты встречаются также обломочные породы полевошпатово-кварцевого и полимиктового (но очень своеобразного) состава. По строению и составу пород пурпольская свита расчленяется на три под-свиты.

Нижняя подсвита сложена главным образом кварцевыми песчаниками и гравелитами, иногда с мелкогалечными конгломератами в основании или нижней части разреза. Глинистые породы образуют маломощные прослои, реже незначительные пачки среди пород обломочных. Мощность нижней подсвиты изменяется в разных районах от 60 до 230—240 м и наиболее значительна вдоль северо-западного крыла Чуйского и восточного крыла Лонгдорского антиклинориев.

Средняя подсвита представлена в основном разнообразными высокоглиноземистыми сланцами, которым подчинены прослои и маломощные пачки обломочных, большей частью песчаных пород. Количество последних в разных разрезах непостоянно, наиболее значительно оно в разрезах восточного крыла Лонгдорского антиклинория. Для сланцев весьма характерно присутствие горизонтов с высокоглиноземистыми конкрециями, сложенными диаспором, дистеном и хлоритомидом или только дистеном. Эти горизонты распространены от верховьев р. Джелинды на востоке до р. Большой Чуи на западе, но встречаются

только на внешних крыльях или в осевой части антиклинорных структур. Мощность подбиты изменяется от десятков метров в нижнем течении р. Витима до 350 м в бассейне р. Джелинды.

Верхняя подбита, как и нижняя, сложена обломочными породами: песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с подчиненным количеством первично глинистых отложений. В нижней части подбиты обломочные породы чисто или существенно кварцевые, но вверх по разрезу в них появляются обломки полевых шпатов и породы переходят в полевошпатово-кварцевые. Мощность подбиты колеблется от 60—100 до 400 м.

Общая мощность пурпольской свиты изменяется от 150—200 до 950—965 м. Как правило, она больше в разрезах внешних крыльев Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев. Для этих районов характерен и более грубый состав обломочных отложений.

Медвежевская свита сложена зелеными, зеленовато-серыми, иногда вишневыми полимиктовыми песчаниками и сланцами, среди которых в ряде разрезов присутствуют мощные горизонты измененных эффузивов основного состава, превращенных в метабазы или амфиболиты. В верхах свиты иногда отмечаются также «пудинговые» конгломераты и терригенно-карбонатные породы. Мощность свиты изменяется от 150—200 до 800 м.

Отложения пурпольской свиты с большим перерывом в осадконакоплении залегают на осадочно-метаморфических породах чуйской толщи и прорывающих ее гранитоидах куандинского и чуйско-кодарского комплексов. На гранитоидах во всех районах, где устанавливается непосредственный контакт их с базальными горизонтами пурпольской свиты, наблюдаются метаморфизованные остатки древней коры химического выветривания. Там, где отложения пурпольской свиты залегают на осадочно-метаморфических образованиях чуйской толщи, нередко наблюдаются резкие угловые и азимутальные несогласия между этими комплексами. Кора выветривания развита и на породах чуйской толщи, но визуально она устанавливается хуже, чем на гранитах.

Взаимоотношения пурпольской и медвежевской свит в различных частях Чуйско-Лонгдорской дуги неодинаковы. Во внешней зоне иногда отмечается трансгрессивное залегание отложений медвежевской свиты на пурпольской. Во внутренней зоне, примыкающей к Мамско-Бодайбинскому синклинию, свиты залегают совершенно согласно и без резких границ между ними, что приводило в свое время даже к объединению их в одну, чукчинскую, свиту [182].

Своеобразны и взаимоотношения патомской серии верхнего протерозоя с отложениями тепторгинской серии. Резких угловых несогласий между сериями нигде не установлено. Однако во внешней и осевой частях Чуйского, Тонодского и Лонгдорского

антиклинорий базальные горизонты патомской серии представлены конгломератами и перекрывают отложения тепторгинской серии трансгрессивно, с размывом, а в междуречье Большой Чуи и Витима и в районе оз. Ничатка они ложатся даже непосредственно на нижнепротерозойские образования. На внутренних крыльях антиклинорий дуги базальные конгломераты в основании патомской серии отсутствуют, и граница между ней и подстилающей ее медвежьевской свитой может быть проведена лишь условно, по исчезновению амфиболитов и амфиболовых сланцев, характерных для медвежьевской свиты. Постепенный переход от тепторгинской к патомской серии в этих районах объясняется особенностями палеотектонических и палеогеографических условий накопления рассматриваемых отложений [51].

На гранитоидах нижнего протерозоя кора выветривания выражена значительно ярче, чем на парапородах чуйской толщи. В профиле коры отчетливо выделяются три зоны [54]. В нижней зоне (5—6 м) в гранитах сохраняются присущие им структурные и текстурные особенности, но породы хлоритизированы и серицитизированы, причем интенсивность этих преобразований вверх по профилю возрастает до полного исчезновения гранитной структуры. Средняя зона представлена рассланцованными гравелитоподобными породами, состоящими из тонкозернистой основной массы серицита (до 50—70% общего объема) с небольшой примесью хлорита, на фоне которой выделяются изолированные зерна кварца, имеющие примерно ту же форму и размерность, что и в подстилающих гранитах. Мощность средней зоны вдоль восточного крыла Лонгдорского антиклинория достигает 15—20 м. В некоторых участках отмечается зона (до 5—6 м) слегка перемытых, а точнее, промытых продуктов выветривания, из которых удален наиболее тонкий глинистый материал, в связи с чем в этой зоне увеличивается относительное содержание кварца (до 60—70%). Выше залегают уже нормальные осадочные породы пурпольской свиты, представленные кварцевыми песчаниками или мелкогалечными кварцевыми конгломератами. Описанная зональность наблюдается не всегда, так как в результате пурпольского размыва в ряде участков верхние зоны коры были полностью уничтожены.

Осадочно-метаморфические породы чуйской толщи, представленные темно-зелеными гнейсовидными песчаниками и сланцами, в направлении к контакту с пурпольской свитой несколько светлеют (из-за уменьшения в них количества хлорита), покрываются сетью трещин, а у самого контакта раздроблены, дезинтегрированы и перемешаны с осадочным материалом пурпольской свиты. Остатки коры выветривания на этих породах весьма маломощны и без сколько-нибудь выраженной зональности.

Обломочные и глинистые отложения пурпольской свиты характеризуются следующими особенностями. Среди обломочных пород резко преобладают песчаники, в подчиненном количестве

развиты гравелиты и еще реже встречаются мелкогалечные и галечные конгломераты, известные только на внешних крыльях и в осевых участках Чуйско-Лонгдорской антиклинорной дуги.

Песчаники по минеральному составу обломков довольно однообразны. В нижней и средней подсветах они исключительно кварцевые. Ими же сложена и нижняя часть верхней подсветы, и лишь в верхней ее части появляются полевошпатово-кварцевые разновидности. Окраска, структурные и текстурные особенности песчаников, напротив, достаточно изменчивы. В целом преобладают светлоокрашенные породы, но в зонах слабого метаморфизма, на внешних крыльях Чуйско-Лонгдорской дуги, можно встретить всю гамму цветов от белого до темно-вишневого, обусловленную различным содержанием окислов железа и цемента. При возрастании степени метаморфизма эти окислы (в основном тонкорассеянный гематит) преобразуются в обособленные кристаллы магнетита и красноватые тона в окраске исчезают. Встречаются также зеленоватые, зеленовато-серые, темно-серые и черные песчаники. Зеленая окраска связана с наличием глинистого цемента и закисного железа, темно-серая и черная — с темным цветом самих зерен кварца или с присутствием в цементе «углистого» вещества. Иногда более темный цвет песчаников обусловлен присутствием большого количества аксессуарных минералов.

Вдоль окраин Патомского и Северо-Байкальского нагорий, т. е. на внешних крыльях Чуйско-Лонгдорской дуги, песчаники более грубые, с худшей сортировкой зерен, нередко образуют массивные однородные пласты мощностью от многих десятков сантиметров до первых метров. В породах наблюдаются косая слоистость потокового или бассейнового типа, трещины усыхания и разнообразные знаки ряби и следы течения на пластовых поверхностях. В направлении к внутренним частям нагорий указанные текстуры сменяются тонкой параллельной слоистостью, уменьшается и зернистость обломочного материала. Происходит также изменение структур, связанное с увеличением степени метаморфизма пород. В слабо метаморфизованных песчаниках, особенно в несколько глинистых разновидностях, обломочные структуры и первоначальные контуры зерен сохраняются хорошо (табл. I, рис. 1). С усилением метаморфизма появляются бластосаммитовые, затем гранобластовые и мозаичные структуры, песчаники преобразуются в кварциты (табл. I, рис. 2). Глинистый материал цемента превращается в высокоглиноземистые минералы (хлоритонд, мусковит, дистен).

Полевошпатово-кварцевые песчаники верхней подсветы по сравнению с кварцевыми отличаются обычно меньшим количеством цемента и в связи с этим более светлой окраской. Очень редки в них и аксессуарные минералы. Во внешней зоне антиклинорной дуги в песчаниках развита косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания.

Конгломераты пурпольской свиты представлены двумя разновидностями — кварцево-галечными и полимиктовыми «пуддинговыми». Последние развиты очень ограниченно и приурочены в основном к верхним горизонтам свиты, где они образуют маломощные пласты, выклинивающиеся по простиранию. Гальки в них (размером 3—5, реже 10—15 см) составляют не более 10—15% общей массы и сложены, как правило, только устойчивыми против выветривания породами: кварцем, кварцитами, кварцевыми песчаниками и алевролитами, яшмовидными железисто-кремнистыми породами.

Кварцевые конгломераты развиты на различных горизонтах нижней и верхней подсвит, встречаются иногда и в пачках песчаников среди глинистых сланцев средней подсвиты. Обычно они залегают в виде линз и линзовидных прослоев мощностью 20—70 см, реже до 1—1,5 м, среди песчано-гравийных пород и прослеживаются по простиранию на десятки — первые сотни метров. Для базальных конгломератов восточной окраины Патомского нагорья характерны хорошо окатанные гальки размером 1—3 см, слагающие до 60—70% общей массы породы, но выше по разрезу нижней подсвиты встречаются пестроокрашенные или темно-серые мелкогалечные конгломераты с плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. В верхней подсвите конгломераты большей частью светлые и нередко имеют «пуддинговый» характер, а в песчано-гравийной заполняющей массе может присутствовать до 15—20% обломков полевых шпатов. Размер галек в этих конгломератах составляет 3—5 см, но отдельные гальки достигают 10—15 см в диаметре.

Гравелиты характеризуются теми же особенностями, что и кварцево-галечные конгломераты, отличаясь лишь меньшим размером обломочных зерен. В нижней подсвите они исключительно кварцевые, в верхней встречаются полевошпатово-кварцевые разновидности. Гравелиты образуют прослой и маломощные пачки, часто сменяющие по простиранию кварцево-галечные конгломераты. Распространены они шире всего в разрезах внешней зоны Чуйско-Лонгдорской дуги, встречаются в осевых частях антиклинорных структур и не характерны для их внутренних крыльев.

Сланцы в составе пурпольской свиты занимают по объему второе место после кварцевых песчаников. Внешний их облик и минеральный состав весьма разнообразны. Разнообразие это связано не только с первичными литологическими особенностями отложений, но и с последующим метаморфическим преобразованием пород. Характерно, однако, что в сланцах присутствуют лишь кварц и высокоглиноземистые и высокожелезистые минералы. В слабо метаморфизованных породах — это пиррофиллит, диаспор, серицит, железистые хлориты, гематит (табл. I, рис. 3). При возрастании метаморфизма появляются мусковит, хлоритоид, магнетит (табл. I, рис. 4), затем — дистен,

гранат, ставролит и даже силлиманит (табл. I, рис. 5). Биотит и полевые шпаты для сланцев пурпольской свиты не характерны и встречаются редко и в очень незначительных количествах.

По степени метаморфизма и связанному с ним минеральному составу сланцы можно подразделить на группу глинистых (диаспор-хлорит-серицит-пирофиллитовых), отвечающих наиболее низким ступеням метаморфизма, группу серицит-пирофиллит-хлоритондных, мусковит-хлоритондных и хлоритоидных, развитых в зоне более сильного метаморфизма, и группу кристаллических мусковит-дистен-ставролит-гранатовых сланцев, развитых в основном на внутренних крыльях Чуйско-Лонгдорской антиклинорной дуги и характеризующих наиболее высокие ступени метаморфизма пород пурпольской свиты. Приведенное подразделение в известной мере условно, так как резкой границы между группами нет, как нет ее и между зонами различных ступеней метаморфизма.

Первичные особенности глинистых отложений лучше всего сохранились в глинистых сланцах восточного крыла Лонгдорского антиклинория (бассейн р. Джелинды и ее притоков). Макроскопически это массивные или слоистые породы разнообразной окраски в серых, желтовато-зеленых и вишнево-красных тонах, реже темного, почти черного цвета. Цвет пород определяется их минеральным составом или примесью тонкораспыленных окислов железа и «углистого» вещества. Породы разного состава и окраски слагают прослои, пласты и пачки различной мощности, прихотливо чередующиеся друг с другом и, как правило, быстро выклинивающиеся по простиранию. Для большинства сланцев характерна очень тонкая и тончайшая ленточная слоистость, обусловленная различной окраской, зернистостью или минеральным составом (см. табл. I, рис. 3). При увеличении степени метаморфизма пород первоначальная окраска сланцев изменяется и определяется уже цветом новообразованных метаморфических минералов. В серицит-пирофиллит-хлоритоидных сланцах сохраняются еще зеленоватые и красноватые тона. Богатые хлоритоидом породы часто имеют густую зеленую или зеленовато-черную окраску. Для кристаллических сланцев с дистеном и мусковитом характерны светлые тона и серебристый блеск на поверхностях сланцеватости. Ставролит, гранат и магнетит придают цвету пестроту и более темный оттенок.

Для глинистых отложений средней подсвиты характерно присутствие горизонтов с высокоглиноземистыми конкрециями диапорового, дистен-хлоритоидного или дистенового состава. Количество горизонтов различно. Различно и содержание конкреций в них (от единиц до 40—50%). Размер и форма конкреций разнообразны. Самые мелкие стяжения устанавливаются только в шлифах и измеряются десятками долями миллиметра (табл. I, рис. 6). Наиболее обычный размер крупных конкреций

15—30 см, некоторые достигают 60—80 см, а в отдельных случаях — 1 м в диаметре. Форма их округлая, шаровидная или эллипсоидальная, иногда караваеобразная, с уплощенной нижней и выпуклой верхней поверхностью (табл. II, рис. 1). Есть стяжения с двумя уплощенными сторонами и линзовидные образования.

Наконец, среди сланцев отмечаются сильно железистые разновидности, переходящие в прослои и пласты железных руд с суммарным содержанием окислов железа до 40—60%. Отдельные рудные прослои сложены закисными соединениями железа и в поле неотличимы от вмещающих их сланцев.

Имеющиеся данные по химическому составу отложений пурпольской свиты и пород из подстилающей ее коры выветривания хорошо согласуются с результатами петрографического изучения. В табл. 4 приведены результаты химических анализов пород из коры выветривания на нижнепротерозойских гранитах и метаморфизованных гнейсовидных песчаниках чуйской толщи. Эти анализы показывают, что выветривание, предшествовавшее накоплению отложений пурпольской свиты, действительно было химическим и протекало однотипно как на гранитах, так и на парапородах. В обоих профилях в направлении от неизменных пород к выветрелым наблюдается резкое сокращение количества натрия и кальция, в меньшей мере уменьшается содержание магния и кремнезема, а содержание малоподвижных двуокиси титана и глинозема, наоборот, значительно возрастает. Увеличивается также количество калия и потерь при прокаливании.

Еще более показательны отношения между отдельными элементами, как бы подчеркивающие процессы, происходившие в древней коре выветривания. По отношениям хорошо виден преимущественный вынос натрия и кальция по сравнению с калием и магнием, причины которого уже рассматривались в гл. 2. Кремневый модуль вверх по профилю неуклонно растет, а отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, наоборот, уменьшается, свидетельствуя о все большем разложении материнских пород. Характерно, что титановый модуль, имеющий в разных профилях различные значения, в пределах каждого профиля остается постоянным и равным его значению в исходных материнских породах. Это говорит о том, что продукты, слагающие кору выветривания, являются остаточными и не подвергались перемыву и переотложению. Роль окисного железа вверх по профилям коры значительно возрастает, а это значит, что выветривание в предпурпольское время происходило в явно окислительной обстановке. Некоторое вторичное увеличение содержания закисного железа у кровли объясняется древними диагенетическими процессами в отложениях пурпольской свиты, протекавшими в восстановительной обстановке и захватившими самую верхнюю часть коры [50, 54].

Химический состав осадочных пород пурпольской свиты также весьма своеобразен (табл. 5). В гл. 1 было показано, что все минералогические типы сланцев по составу очень близки (см. табл. 1). Из табл. 5 видно, что средний их состав отличается очень высоким содержанием глинозема (32, 56%), повышенным содержанием двуоксида титана и окислов железа и весьма низким содержанием щелочей и щелочных земель, из которых в существенных количествах присутствует только калий. Кремневый модуль в этих первично глинистых отложениях значительно выше 0,50 и составляет в среднем 0,70, а отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему равно 0,11. По всем этим особенностям сланцы пурпольской свиты чрезвычайно близки к каолинитовым, отчасти монотермитовым глинам (см. табл. 3).

На треугольных диаграммах близость пурпольских сланцев именно к каолинитовым и монотермитовым, а не другим типам глин вырисовывается еще более ярко (рис. 14 и 15). Как на диаграмме общего состава (SAK), так и на диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ в особенности, видно, что только незначительная часть сланцев по составу приближается к гидрослюдисто-каолинитовым глинам. Из рис. 14 видно, кроме того, что в большей части проб содержание малоподвижных окислов (в основном алюминия и железа) значительно превышает такое даже в глинистой фракции фанерозойских каолинитовых глин и каолинитовых минералах. Это говорит о том, что в глинистых отложениях пурпольской свиты должны были наряду с каолинитом присутствовать свободные гидроокислы алюминия и железа. Выше отмечалось, что в сланцах восточного крыла Лонгдорского антиклинория диаспор и окислы железа встречаются довольно часто. В сланцах развиты также высокоглиноземистые конкреции, которые содержат более 52% глинозема и имеют кремневый модуль больше 3,0, т. е. по составу они близки к бокситам (см. табл. 5).

Кварцевые песчаники пурпольской свиты характеризуются высоким (более 90%) средним содержанием кремнезема, а суммарное содержание щелочей и щелочных земель в них не превышает 1—2% (в среднем около 1%). В некоторых разновидностях содержание кремнезема превосходит даже 95%, в других оно несколько снижается за счет глинистого (первоначально каолинитового) и железистого цемента. Полевошпатово-кварцевые песчаники характеризуются меньшим содержанием кремнезема и значительно большим количеством кальция, натрия и калия за счет присутствия в их составе калишпатов и кислых плагиоклазов.

Из рис. 14 видно, что по особенностям химического состава песчаные и глинистые породы пурпольской свиты представляют собой единую генетическую серию высоkozрелых терригенных отложений.

ТАБЛИЦА 4

Химический состав пород (вес. %) из допурпольской коры выветривания

№ п/п	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Na ₂ O	CaO	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	
															SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO			
Профиль № 1																						
	Гранит:																					
1	неизменный	72,68	0,31	12,54	0,94	1,91	0,05	0,69	1,00	3,45	4,65	1,22	0,16	99,60	0,172	0,025	2,032	0,742	1,499	9,79	0,78	
2	слабо выветрелый	72,75	0,38	13,48	1,13	1,70	0,03	0,69	0,80	3,40	4,75	1,16	0,12	100,39	0,185	0,028	1,504	0,716	1,159	9,64	0,72	
3	выветрелый	70,41	0,36	15,04	2,75	1,36	0,14	0,44	0,66	3,45	2,95	1,98	0,22	99,76	0,213	0,024	0,495	1,169	1,500	7,50	0,50	
4	»	71,40	0,38	16,44	2,26	1,11	0,02	0,48	0,11	0,25	5,20	2,44	0,06	100,15	0,230	0,023	0,491	0,048	0,229	6,04	0,37	
5	сильно выветрелый	70,92	0,36	16,92	1,05	0,94	0,01	0,50	0,80	0,28	5,20	3,05	0,08	100,11	0,238	0,021	0,895	0,054	1,600	6,78	0,40	
6	Гравелитоподобная кора	67,41	0,48	19,44	1,41	1,15	0,01	0,39	0,17	0,33	6,00	2,76	0,08	99,63	0,288	0,025	0,816	0,055	0,436	6,89	0,35	
Профиль № 2																						
	Метапесчаник:																					
1	слабо выветрелый	76,25	0,46	10,38	0,93	3,81	0,04	1,87	0,28	2,15	1,53	1,92	0,12	99,74	0,136	0,044	4,097	1,503	0,15	5,73	0,55	
2	выветрелый	74,94	0,50	10,90	1,39	3,60	0,04	1,95	0,45	1,66	1,80	2,24	0,11	99,58	0,145	0,046	2,590	0,322	0,23	5,86	0,54	
3	сильно выветрелый	71,80	0,59	12,89	4,40	3,13	Сл.	0,36	0,28	0,36	3,50	1,89	0,10	99,30	0,179	0,046	0,711	0,103	0,78	4,50	0,35	
4	то же	70,70	0,60	13,40	1,72	6,19	»	0,77	0,17	0,36	2,70	2,99	0,07	99,67	0,190	0,045	3,599	0,133	0,22	4,00	0,30	

ТАБЛИЦА 5

Средний химический состав (вес. %) различных типов пород пурпольской

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	свиты										
												P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O/MgO	K ₂ O+Na ₂ O/Al ₂ O ₃
1*	77	45,97	1,18	32,56	4,17	7,44	0,08	0,75	0,46	0,35	1,98	0,15	0,24	5,21	100,66	0,708	0,036	1,784	3,54	0,11	2,64	—
2	19	17,02	1,15	52,13	3,70	10,00	0,23	1,21	1,29	0,11	0,17	0,35	—	10,60	97,96	3,064	0,022	2,703	2,78	0,05	0,14	—
3	12	90,25	0,24	2,58	1,64	2,96	0,04	0,34	0,29	0,18	0,18	0,05	—	1,07	99,92	0,029	0,093	1,805	0,99	0,38	—	0,14
4	3	84,53	0,18	5,91	0,81	1,93	0,06	0,55	0,91	2,33	1,18	0,08	0,11	0,85	99,43	0,070	0,030	2,383	4,97	0,84	—	0,60

* 1 — высокоглиноземистые сланцы, 2 — высокоглиноземистые конкреции в сланцах, 3 —

кварцевые песчаники нижней и средней подсвит, 4 — полевошпатово-кварцевые песчаники

Приведенная выше характеристика пурпольской свиты показывает, что свита сложена тремя тесно связанными формациями, отвечающими по объему трем подсвитам, на которые она расчленяется. Верхняя и нижняя формации весьма сходны друг с другом. Главную или исключительную роль в их строении играют обломочные породы кварцевого состава с резко под-

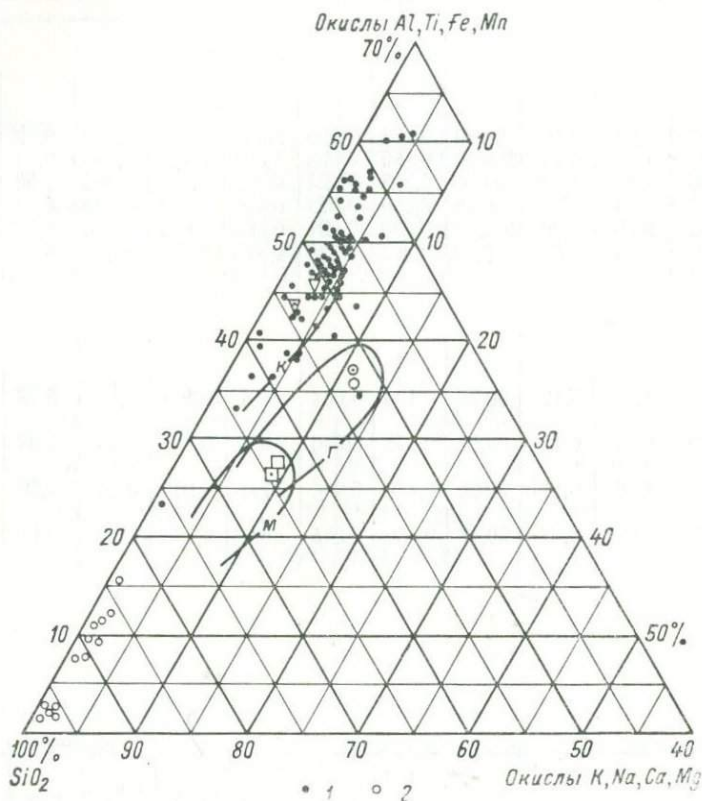


Рис. 14. Диаграмма САК общего химического состава глинистых и песчаных отложений пурпольской свиты.

1 — глинистые и кристаллические сланцы; 2 — кварцевые песчаники. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

чиненным количеством глинистых отложений. По особенностям эти формации очень близки к кварцево-песчаным формациям платформенных областей по Л. Б. Рухину [157]. Их отличает лишь присутствие значительного количества кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В связи с этим автору представляется более правильным называть рассматриваемые формации обломочно-кварцевыми. Такое название является более общим и в то же время отражает состав (кварцевый) и происхождение (кластогенное) этих формаций. Кварцево-песча-

ные формации будут, таким образом, разновидностью обломочно-кварцевых.

Средняя подсвета пурпольской свиты по всем особенностям отвечает тому определению высокоглиноземистых формаций, которое было предложено нами в гл. 3. Главную роль в ее строении играют высокоглиноземистые первично глинистые отложения, имевшие каолинитовый состав. В ряде мест эти глины

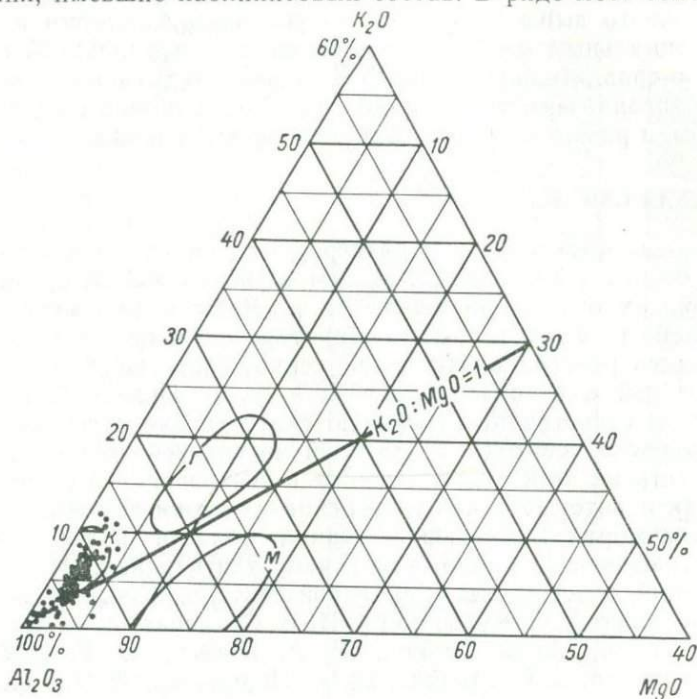


Рис. 15. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ глинистых отложений пурпольской свиты.

были обогащены свободными гидроокислами алюминия и железа, а в отдельных случаях присутствуют даже горизонты железных руд и конкреционных бокситов. В этом отношении рассматриваемая формация весьма близка платформенным угленосно-бокситово-железистым формациям по классификации Л. Б. Рухина.

Сходство высокоглиноземистой и обломочно-кварцевых формаций, слагающих пурпольскую свиту, с соответствующими формациями молодого возраста не ограничивается только отмеченными выше общими чертами. Весьма сходны они и по условиям образования. Проведенное нами изучение палеотектонической, палеоклиматической и палеогеографической обстановки показало, что отложения пурпольской свиты накапливались

в условиях платформенного режима и жаркого влажного климата, когда имело место широкое развитие кор химического выветривания. Накопление происходило в пределах широкой озерно-аллювиальной равнины, охватывавшей осевую и внешние части Чуйско-Лонгдорской антиклинорной дуги. В сторону внутренней части этой дуги равнина сменялась, по-видимому, опресненным водным бассейном [47, 51, 59]. Эти выводы следуют и из приведенного выше материала по условиям залегания и литолого-фациальным особенностям отложений пурпольской свиты. Судя по сравнительно небольшому значению титанового модуля в высокоглиноземистых сланцах (0,036), в области сноса широко были развиты кислые кристаллические породы.

АНАЙСКАЯ СВИТА

Как самостоятельная стратиграфическая единица анайская свита была выделена В. Д. Мацем в 1950—1952 гг. среди протерозойских отложений верховьев р. Лены и Большого Аная. Он отнес эту свиту к среднему протерозою и поместил в верхнюю часть разреза акитканской серии, сопоставляя ее с чайской свитой Северо-Байкальского нагорья. Позже В. Д. Мац [114] стал сопоставлять анайскую свиту только с так называемой окуньской свитой (выделенной из верхней части чайской) и относить их не к акитканской, а к тепторгинской серии, считая, как и автор [51], что тепторгинская серия занимает в разрезе докембрия Байкальской горной области более высокое стратиграфическое положение, чем акитканская. Изучением отложений, относящихся к анайской свите, в разные годы занимались также А. С. Кульчицкий, Н. В. Суханова, А. К. Дзинкас, Л. И. Салоп, Л. В. Травин, Е. А. Шалек, В. Г. Рыбаков, В. И. Устинов, А. С. Минцис, Е. В. Щербакова, А. П. Кроплев и другие.

По данным В. Д. Маца, анайская свита развита в наиболее высокой части Анайского гольцового массива (верховья рек Большого Аная, Лены и Хейрема), на водоразделе рек Чанчура и Булгары, в бассейне р. Сармы, где она слагает наиболее прогнутые части крупных синклинальных складок, и в более мелких выходах — на побережье оз. Байкал. Объем, стратиграфическое расчленение и взаимоотношения анайской свиты с подстилающими и перекрывающими породами до сих пор вызывают значительные разногласия, обусловленные главным образом различным пониманием Анайской структуры, где эта свита впервые была выделена.

По В. Д. Мацу, Анайская структура представляет собой крупную синклинальную складку, выполненную отложениями анайской свиты. На северо-западном крыле складки, в верховьях р. Большого Аная, свита с перерывом залегает на зелено-лиловых сланцах и песчаниках малокосинской свиты акит-

канской серии и несогласно перекрывается голоуспенской свитой байкальской серии верхнего протерозоя. Анайскую свиту В. Д. Мац расчленяет на две подсвиты (рис. 16): нижнюю, начинающуюся горизонтом конгломерато-брекчий (25 м), а выше сложенную преимущественно буровато-серыми и красноватыми полевошпатово-кварцевыми (реже кварцевыми) и полимиктовыми песчаниками и гравелитами с подчиненными им сланцами (400—500 м), и верхнюю, представленную толщей переслаивания черных, светло-зеленых и лилово-серых хлоритондных и серицит-хлоритондных сланцев с песчаниками (850—900 м).

В. И. Устинов и В. Г. Рыбаков, проводившие в бассейне верхнего течения рек Большого Аная, Лены и Хайрема детальную геологическую съемку, также рассматривают Анайскую

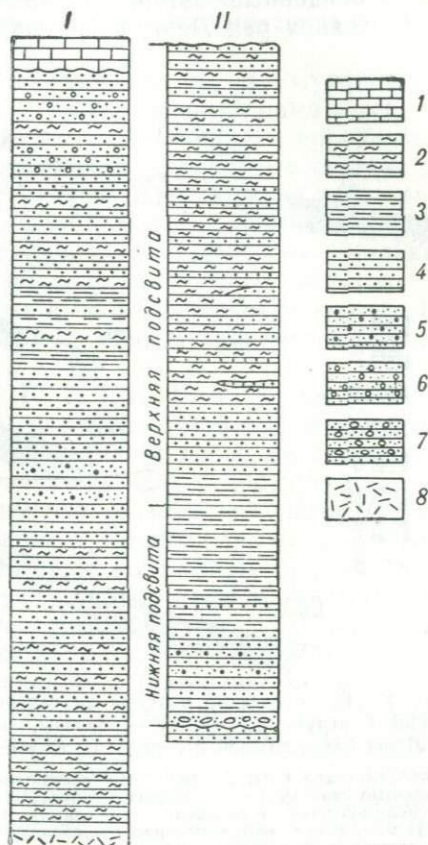


Рис. 16. Литолого-стратиграфические колонки анайской свиты бассейнов рек Большого Аная и Сармы.

I — р. Сарма (по Н. В. Сухановой, 1965 г.); *II* — верховья р. Большого Аная (по В. Д. Мацу и др., 1965 г.). *1* — карбонатные породы голоуспенской свиты; *анайская свита*: *2* — кварц-серицит-хлоритондные сланцы, *3* — серицит-хлоритовые сланцы, *4* — песчаники, *5* — гравелиты, *6* — мелкогалечные конгломераты, *7* — полимиктовые конгломераты; *8* — подстилающие метаэффузивы.

структуру как сложную синклиналиную складку. Однако в составе акитканской серии этого района они выделили не только малокозинскую и анайскую, но и лежащую между ними хибеленскую свиту. Малокозинская свита, по их данным, представлена конгломератами и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, реже лилово-серыми алевролитами мощностью до 450 м. Хибеленская свита сложена окремненными фельзитами, фельзитовыми порфирами, алевролитами, туфоалевролитами и алевритовыми сланцами мощностью 1200 м; залегающая выше анайская свита расчленяется на три подсвиты: нижняя представлена переслаивающимися лилово-серыми полимиктовыми конгломе-

ратами, гравелитами, песчаниками, глинистыми и алевритовыми сланцами мощностью около 1300 м, средняя сложена серыми и желтовато-серыми кварцевыми песчаниками мощностью около 450 м, а верхняя состоит из переслаивания кварцевых песчаников с кварц-серицит-хлоритондными и хлоритондными сланцами мощностью более 750 м.

Проведенные автором в 1968 г. маршрутные наблюдения в верховьях рек Лены и Большого Аная подтвердили страти-

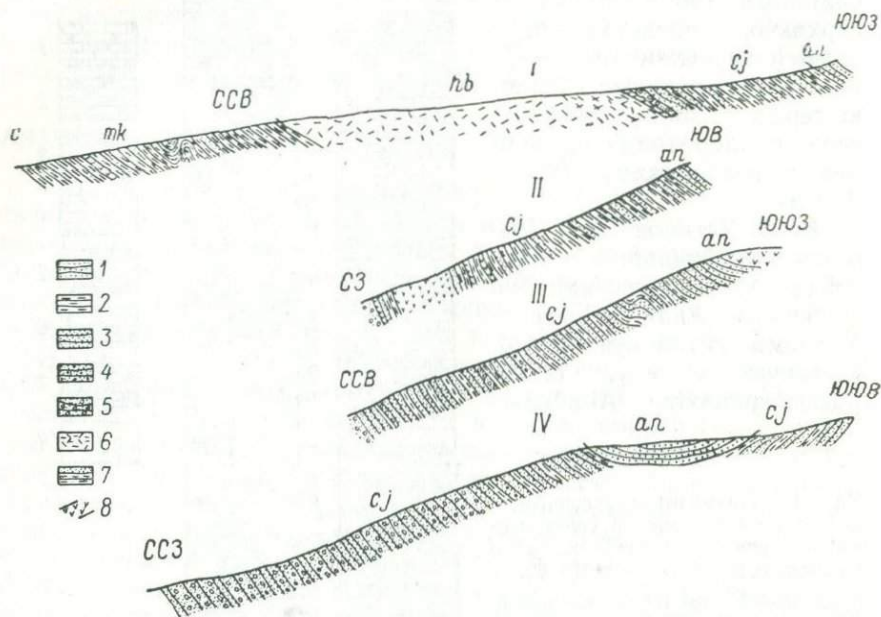


Рис. 17. Геологические разрезы на северо-западном крыле Анайской синклинальной структуры (I—IV — разрезы, последовательно расположенные от р. Лены Шартлайской к верховьям Большого Аная).

Анайская свита (al): 1 — кварцевые песчаники; *чайская свита (cj):* 2 — пестроцветные глинистые сланцы, 3 — разнозернистые полевошпатово-кварцевые и аркозовые песчаники, 4 — полимиктовые гравелиты, 5 — полимиктовые конгломераты; *хибеленская свита (hb):* 6 — кислые эффузивы, рассланцованные в кровле; *малокозинская свита (mk):* 7 — вишневые и зеленые глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников, 8 — пластовые тела метадиабазов.

графическую последовательность отложений, установленную В. И. Устиновым и В. Г. Рыбаковым (рис. 17). В районе высоты 1981 м по горизонту светлых полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников, принадлежащих к средней подсвите анайской свиты В. И. Устинова и В. Г. Рыбакова, отчетливо наблюдается и центриклинальное замыкание Анайской синклинальной структуры. На северо-западных склонах высоты породы устойчиво падают к юго-востоку и югу под углом 45—50°. У гребня к северо-востоку от высоты наблюдается постепенный разворот в простирации пластов: они начинают падать к югу

и юго-западу, а угол падения уменьшается до 30—35°. Вдоль юго-восточной кромки гребня отмечается уже северо-западное падение пластов. К юго-западу от Анайской структуры отложения полимиктовой толщи, отнесенные В. И. Устиновым и В. Г. Рыбаковым к нижней подсвите анайской свиты, не установлены. На водоразделе рек Чангура и Булгары, по В. Д. Мазу, обнажаются только светлые существенно кварцевые песчаники, относящиеся, по-видимому, к средней подсвите В. И. Устинова и В. Г. Рыбакова.

В бассейне р. Сармы, по данным Н. В. Сухановой и А. К. Дзинкаса, также развиты только хлоритоидные и серицит-хлоридные сланцы, чередующиеся с обломочными породами существенно кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава, при этом хлоритоидные сланцы характерны для нижней части видимого разреза, а в верхней преобладают обломочные породы, включая гравелиты и мелкогалечные конгломераты с гальками кварца, микрокварцитов и обломками полевых шпатов (см. рис. 16). Сходная смена пород в разрезе анайской свиты отмечается и по р. Курме, отсутствуют лишь мелкогалечные конгломераты.

В 1964 г. Л. И. Салоп, Л. В. Травин, Е. А. Шалек [164] провели полевые исследования в районе Анайской структуры и пришли к выводу, что она представляет собой не синклиналичную, а сложную антиклинальную складку с прогнутой ядерной частью. В соответствии с этим разрез анайской свиты (серии), по их представлениям, начинается хлоритоидными сланцами и завершается толщей полимиктовых конгломератов, песчаников и алевролитов, т. е. что разрез, установленный В. И. Устиновым и В. Г. Рыбаковым, является перевернутым. Под хлоритоидными сланцами они помещают еще толщу пестроокрашенных песчаников, алевролитов и сланцев, а также полимиктовых песчаников с гальками порфиров и гранит-порфиров, обнажающихся в изолированных выходах у пос. Большие Кочерики и д. Большие Онгурены вблизи оз. Байкал. В стратиграфической схеме этих исследователей хлоритоидные сланцы и кварцито-песчаники попадают на уровень кислых эффузивов хибеленской свиты, стратиграфическими (фациальными) аналогами которой они и считаются, несмотря на всю противостоимость фациального замещения двух столь разных по составу и происхождению толщ, да еще на расстоянии всего 2—3 км.

С выводами Л. И. Салопа нельзя согласиться и по ряду других причин. О хорошо выраженном синклинальном, а не антиклинальном замыкании Анайской структуры в междуречье Лены Шартлайской и Большой Лены уже говорилось. Оно подтверждается и детальными геологосъемочными работами. Нижняя часть разреза северо-западного крыла этой синклинали весьма сходна с разрезом акитканской серии по р. Чае, где нормальное залегание пород ни у кого не вызывает сомнения. По р. Чае

на кислых эффузивах хибеленской свиты залегает мощный комплекс грубообломочных и песчаных пород с подчиненным количеством кислых эффузивов и туфогенных образований в основании, который выделяется Л. И. Салопом и другими исследователями под названием чайской свиты [51, 114, 158—160].

В составе комплекса отчетливо различаются четыре толщи. В основании залегает толща (300—400 м) пестрых по окраске полимиктовых и полевошпатово-кварцевых песчаников с горизонтами полимиктовых конгломератов и пластовыми телами кварцевых порфиров. Выше лежит толща (около 600 м) зеленых и зеленовато-серых валунно-галечных конгломератов с редкими и маломощными линзами полимиктовых песчаников, которые к юго-западу, в сторону р. Чай, начинают преобладать в разрезе, замещая конгломераты. Полимиктовые конгломераты и песчаники сменяются отличной по составу и облику толщей (около 1000 м) белых, розовых, иногда вишнево-красных кварцевых песчаников и гравелитов с маломощными прослоями конгломератов. На северном склоне гольца Окунь среди кварцевых песчаников автором были встречены маломощные прослои высокоглиноземистых кварц-серицитовых сланцев с содержанием глинозема до 29%. И, наконец, венчает разрез толща мелкозернистых вишнево-красных песчаников полевошпатово-кварцевого состава мощностью 300—350 м. Характерно, что две нижние толщи развиты только по р. Чае и в гольце Окунь, а дальше к северо-востоку по простиранию они выклиниваются, и на правом берегу р. Лимпей на коре выветривания метаморфизованных эффузивов хибеленской свиты, а возможно, и нижнепротерозойских пород (по Л. В. Ревякину) залегают кварцевые песчаники третьей толщи. Две верхние толщи и были выделены геологами Иркутского геологического управления в самостоятельную окуньскую свиту, а название чайская свита оставлено только за двумя нижними. Автором [51] и В. Д. Мацем [114] была высказана точка зрения, что окуньская свита уже не относится к акитанской серии, а является аналогом тепторгинской серии Патомского нагорья.

Сходство нижней подсвиты анайской свиты, по схеме В. И. Устинова и В. Г. Рыбакова, с двумя нижними толщами, или собственно чайской свитой р. Чай, не вызывает сомнения. В связи с этим объем и состав анайской свиты требуют, по мнению автора, пересмотра. Правильнее отнести толщу полимиктовых пород (нижнюю подсвиту, по В. И. Устинову и В. Г. Рыбакову) к чайской свите, поскольку стратиграфическое положение и литолого-фациальные особенности их одинаковы, а анайскую свиту начинать с толщи кварцевых песчаников, сопоставляя ее с окуньской свитой р. Чай и с тепторгинской серией Патомского нагорья.

В предлагаемом нами объеме анайскую свиту можно расчленить на три подсвиты. Нижняя пока достоверно известна

только в Анайской структуре, где она залегает на полимиктовых отложениях чайской свиты и сложена светлыми серыми и желтовато-серыми кварцевыми песчаниками мощностью около 450 м. Средняя подсвета представлена чередованием пачек серицит-хлоритоидных (а по р. Успану и дистен-хлоритоидных) сланцев с пачками светлых кварцевых песчаников. Мощность этой подсветы в Анайской структуре более 750 м. В бассейне р. Сармы полная ее мощность не установлена, а видимая достигает нескольких сотен метров. Верхняя подсвета развита в бассейнах рек Сармы и Курмы, где она сложена кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками мощностью не менее 900 м, реже гравелитами и мелкогалечными конгломератами с прослоями и маломощными пачками серицит-хлоритоидных сланцев. Самая верхняя часть разреза в Анайской структуре также, по-видимому, относится уже к верхней подсвете. В. Д. Мац [114] отмечает здесь толщу кварцевых песчаников, залегающую над хлоритоидными сланцами. Эту же толщу (мощностью свыше 400 м) в осевой части Анайского массива описывает Л. И. Салоп и др. [164], но сопоставляет ее с кварцевыми песчаниками нижней подсветы.

Из приведенной характеристики анайской свиты (в объеме, предлагаемом автором) видно, что она сложена двумя основными типами пород: кварцевыми, реже полевошпатово-кварцевыми обломочными и высокоглиноземистыми глинистыми (сланцами). По гранулометрическому составу среди обломочных пород можно выделить песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты.

Кварцевые песчаники резко преобладают среди других обломочных пород. Наиболее широко они развиты в нижней и средней частях разреза анайской свиты, почти единолично слагая нижнюю подсвету. Окраска песчаников чаще всего светлая, серая, но встречаются разновидности с лиловыми и буроватыми оттенками. В нижней подсвете песчаники характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала (табл. II, рис. 2). Количество цемента обычно незначительное. Цемент кварцевый регенерационный и поровый глинистый, перекристаллизованный в тонкозернистую кварц-серицитовую массу. Н. В. Суханова отмечает в кварцевых песчаниках средней подсветы р. Сармы также некоторую примесь обломков микрокварцитов и полевых шпатов. Аксессуары минералы представлены рудными, турмалином, цирконом. В нижней подсвете песчаники образуют очень массивные пласты.

Полевошпатово-кварцевые песчаники отличаются от кварцевых лишь более высоким содержанием обломков полевых шпатов, нередко педитизированных и серицитизированных. Песчаники с сильно серицитизированными полевыми шпатами характерны для низов нижней подсветы, в зоне контакта ее с чайской свитой.

Гравелиты и мелкогалечные конгломераты известны в верхней подсвите бассейна р. Сармы, гравелиты встречаются и в Анайской структуре. Эти породы сходны по составу и отличаются лишь размером обломков, представленных кварцем, в меньшей мере микрокварцитами и полевыми шпатами. Запол-

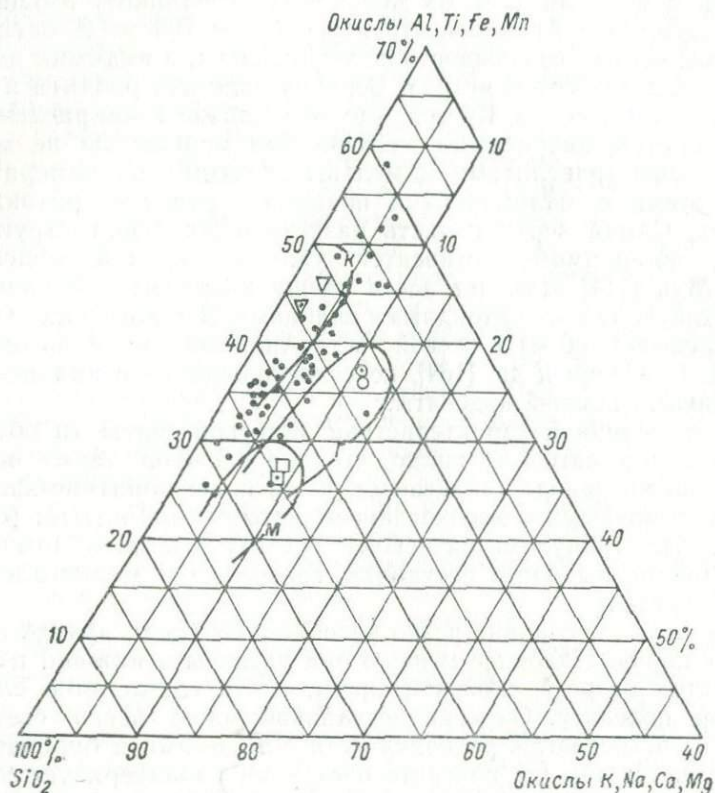


Рис. 18. Диаграмма САК общего химического состава глинистых отложений анайской свиты (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

няющая масса в конгломератах песчаная полевошпатово-кварцевая с кварцево-сланцевым цементом.

Среди сланцев по минералогическому составу можно выделить кварц-серицит-хлоритоидные, кварц-мусковит-хлоритоидные, кварц-мусковит-дистен-хлоритоидные, реже хлорит-серицитовые разновидности. Последние отмечаются среди сланцев средней подсвиты в Анайской структуре, а дистен-хлоритоидные сланцы известны в бассейне р. Сармы (Успанский участок). Главными породообразующими минералами в сланцах являются хлоритоид, мусковит, дистен, кварц, в качестве второстепенных

отмечается хлорит, иногда биотит. Внешний облик сланцев зависит от состава и степени раскristаллизации. В Анайской структуре серицит-хлоритоидные сланцы имеют самую разнообразную окраску в зеленоватых, серых до черных и лиловых тонах. Характерны также серебристо-серые (для мусковит-дистен-хлоритоидных) и серебристо-черные (для хлоритоидных) разновидности. Текстура сланцев часто узловатая из-за мелких скоплений кристаллов хлоритоида или примеси обломочных зерен кварца.

В средней подсвите сланцы слагают мощные (до многих десятков метров) пачки, чередующиеся с пачками песчаников. В бассейне рек Аная и Лены мощность отдельных пачек достигает 100—110 м. Среди сланцев, как правило, содержится то или иное количество песчаников, сами сланцы также часто песчанисты. В верхней подсвите они образуют менее мощные пачки и обильные прослои, расположенные в разрезе довольно прихотливо и быстро выклинивающиеся по простиранию.

Химический состав глинистых отложений анайской свиты имеет много общего с составом высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты Патомского нагорья, хотя между ними есть и заметные различия. Прежде всего химический состав сланцев анайской свиты испытывает значительно большие колебания, в связи с чем на треугольной диаграмме САК наблюдается более сильный разброс точек, соответствующих отдельным анализам (рис. 18). В целом основная часть точек располагается в поле каолинитовых глин или между ним и эталонным полем гидрослюдистых глин. Внутри последнего располагаются лишь единичные анализы. Характерно далее, что большая часть точек смещена на диаграмме ниже точек эталонного состава минералов и фракций <0,001 мм глин каолинитовой и гидрослюдистой групп, что, несомненно, свидетельствует о примеси песчаного кварцевого материала в глинистых отложениях анайской свиты. Вместе с тем многие пробы сланцев, как и в пурпольской свите, отличаются весьма высоким содержанием элементов группы алюминия и железа, превышающими таковое в каолинитовых минералах и глинистой фракции (<0,001 мм) каолинитовых глин, что может указывать на присутствие в части исходных отложений свободных гидроокислов железа и, возможно, алюминия.

В табл. 6 приведены данные о среднем химическом составе сланцев и кварцевых песчаников анайской свиты из различных участков ее распространения. Из табл. 6 видно, что сланцы анайской свиты содержат в среднем на 8,5% меньше глинозема и почти на 12% больше кремнезема, чем сланцы пурпольской свиты (см. табл. 5). В связи с этим кремневый модуль у них значительно меньше, чем у последних. Однако отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему у анайских сланцев ближе к таковому в каолинитовых глинах, чем в гидрослюдистых.

Средний химический состав (вес. %) пород анайской свиты (по данным С. П. Коноплева и др., 1964 г.)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. $\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
Сланцы																
1 *	57,27	1,13	23,06	2,72	7,20	0,95	0,66	0,44	2,67	0,403	0,049	2,647	4,72	0,20	2,81	0,12
2	54,10	0,90	27,60	3,80	8,50	1,21	0,36	0,41	1,97	0,500	0,032	2,237	3,95	0,14	1,63	0,07
3	61,15	0,80	21,70	1,77	8,39	0,99	0,93	0,37	1,84	0,355	0,037	4,740	4,13	0,19	1,86	0,08
Среднее	57,77	0,93	24,03	2,69	8,06	1,06	0,67	0,40	2,13	0,418	0,039	3,000	4,26	0,18	2,01	0,09
Кварцевые песчаники																
4	87,04	0,46	6,14	3,91	—	—	—	—	—	0,069	0,075	—	—	—	—	—
5	91,80	0,21	3,85	2,00	—	—	—	—	—	0,042	0,055	—	—	—	—	—
6	91,19	0,12	4,08	0,35	1,90	0,65	0,29	0,35	0,68	0,045	0,029	5,430	1,97	0,48	1,05	0,17

* 1 — хлоритовидные сланцы Анайского участка (38 анализов); 2 — хлоритовидные сланцы Нуганского участка (39 анализов), 3 — дистен-мусковит-кварцевые сланцы Успайского участка (48 анализов), 4 — кварцевые песчаники Успайского участка (36 анализов); 5 — кварцевые песчаники Нуганского участка (46 анализов), 6 — кварцевый песчаник из верховьев р. Большого Аная (единичный анализ).

стых, где оно, как правило, превышает 0,30—0,40 (см. табл. 1). Значительно меньше, чем в гидрослюдистых глинах, и отношение $K_2O : Al_2O_3$. Отсюда следует вывод, что уменьшение кремневого модуля идет в основном за счет примеси в исходных глинах песчаного кварцевого материала. Хлоритовидные сланцы Нуганского участка первоначально представляли собой, по-видимому, более чистые каолиновые глинистые породы, поэтому в них кремневый модуль и отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, а также $K_2O : Al_2O_3$ наиболее близки к значению этих отношений в каолиновых глинах.

Таким образом, анализ химического состава сланцев анайской свиты совместно с петрографическим изучением пород позволяет сделать вывод, что основная масса исходных отложений представляла собой в той или иной степени песчаные каолиновые глины с примесью гидрослюдистых минералов. Некоторая часть исходных глин была по составу гидрослюдисто-каолиновой или каолинит-гидрослюдистой, тоже песчанистой.

Химический состав кварцевых песчаников анайской свиты также испытывает значительные колебания. Наиболее чистыми являются песчаники Нуганского участка, в которых среднее содержание кремнезема по 46 анализам составляет 91,80%. Характерно, что эти песчаники ассоциировали с наиболее высокоглиноземистыми каолиновыми глинами. Чистые кварцевые песчаники с высоким содержанием кремнезема есть и в Анайской структуре. Песчаные породы Успанского участка отличаются наименьшим содержанием кремнекислоты, составляющим в среднем 87,04%. Судя по химическому составу кварцевого песчаника из верховьев р. Большого Аная (см. табл. 6), для которого определено содержание щелочей и щелочных земель, основными примесями в песчаных отложениях анайской свиты были глинистый материал и гидроокислы железа.

Таким образом, анализ состава и строения анайской свиты позволяет сделать вывод, что эта свита, как и пурпольская свита Патомского нагорья, сложена тремя тесно сочетающимися друг с другом формациями: двумя обломочно-кварцевыми, отвечающими нижней и верхней подсвите, и одной высокоглиноземистой песчано-глинистой, соответствующей средней подсвите. Кварцево-обломочные формации обоих районов достаточно сходны, хотя в Западном Прибайкалье в их составе более широко развиты полевошпатово-кварцевые разновидности пород.

Высокоглиноземистая формация, участвующая в строении анайской свиты, характеризуется рядом особенностей. Во-первых, в строении этой формации существенную роль играют песчаные породы. Во-вторых, сами высокоглиноземистые сланцы отличаются более низким содержанием глинозема, чем сланцы пурпольской свиты. Объясняется это, с одной стороны, чисто механической примесью песчаного материала в исходных гли-

нистых отложениях, но с другой стороны, тем, что в исходных породах наряду с каолинитом заметную роль играли гидрослюда, т. е. уже продукты менее глубокой осадочной дифференциации. Все же, несмотря на эти обстоятельства, рассматриваемая формация, по мнению автора, несомненно, относится к высокоглиноземистым. При некотором снижении содержания глинозема и соответственно кремневого модуля за счет примесей другого состава первичные отложения все же были существенно каолинитовыми. Глинистые отложения рассматриваемой формации характеризуются повышенным содержанием окислов железа, что также является характерным признаком высокоглиноземистых формаций.

Специально условия образования отложений анайской свиты не изучались, но ряд данных позволяет судить о них довольно определенно. Сам состав пород, сложенных продуктами достаточно глубокой химической дифференциации, отсутствие грубообломочных пород, за исключением мелкогалечных существенно кварцевых конгломератов, указывает на накопление отложений в условиях спокойного тектонического режима, выровненного рельефа и теплого влажного климата, способствовавшего сравнительно глубокому химическому выветриванию материнских пород в области сноса. Ослабление тектонических движений и усиление процессов химического выветривания хорошо устанавливаются по отложениям чайской свиты, подстилающим породы анайской. В нижней части эти отложения резко полимиктовые и содержат значительное количество грубообломочных пород. Вверх по разрезу последние исчезают, а терригенный материал несет на себе следы все более интенсивного древнего выветривания.

В отложениях анайской свиты С. П. Коноплев и другие геологи отмечают знаки ряби, косую слоистость в обломочных и микроритмичность в глинистых породах, присутствие сланцев, обогащенных карбонатным и углистым материалом, хорошую сортировку обломочных зерен и т. д. На этом основании указанные исследователи делают вывод, что накопление отложений происходило в спокойном, даже застойном мелководном бассейне. Отчасти, по-видимому, отложение осадков происходило и в таких условиях. С другой стороны, быстрая фациальная изменчивость отложений по простиранию: выклинивание или взаимозамещение песчаников сланцами, наличие грубозернистых пород (гравелитов и мелкогалечных конгломератов) и плохо сортированных песчано-глинистых отложений, косая слоистость — все это признаки отложений, не характерные для обширных и спокойных водных бассейнов, но весьма типичные для континентальных образований озерно-аллювиальных равнин. По мнению автора, отложения анайской свиты накапливались как в условиях водного бассейна, так и в обстановке указанных выше равнин, т. е. в условиях, опять-таки весьма сход-

ных с условиями накопления отложений пурпольской свиты Патомского нагорья. Среднее значение титанового модуля (0,039) в анайских сланцах близко к таковому в сланцах пурпольской свиты и свидетельствует о широком распространении в области сноса кристаллических пород кислого состава. Вместе с тем для сланцев из разных участков распространения значения титанового модуля меняются довольно значительно (0,032 в сланцах Нуганского и 0,049 в сланцах Анайского участков), указывая, что в анайское время глинистый материал в эти участки поступал из областей сноса, сложенных породами неодинакового состава. Для Анайского бассейна область сноса характеризовалась, по-видимому, более основным составом материнских пород.

ДЖАЛАГУНСКАЯ СВИТА

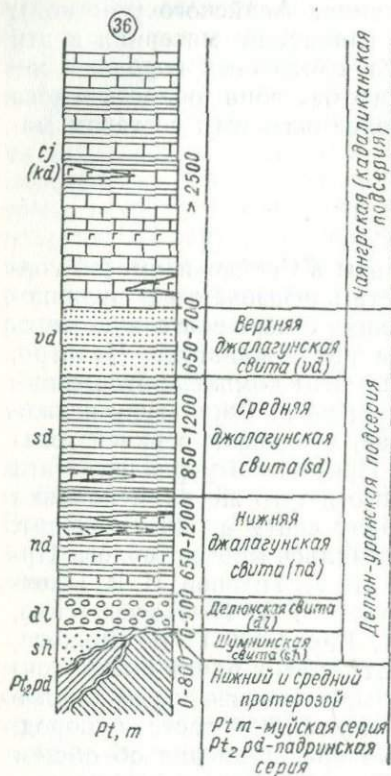
Под названием джалагунской свиты в Средневитимской горной стране выделяют комплекс метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений, слагающих северо-восточную часть Делю-Уранского хребта (бассейны рек Джалагуна, Чаянгро, Большого и Малого Гукита). Впервые этот комплекс отложений был выделен в 1954 г. Л. И. Салопом по р. Джалагуну в виде трех самостоятельных свит — нижней, средней и верхней джалагунской [158—160], но геологами Иркутского управления эти свиты из-за сходства состава и одного и того же наименования впоследствии были объединены в одну свиту в ранге подсвит. Изучением джалагунской свиты занимались многие геологи Иркутского геологического управления (В. Л. Тихонов, И. В. Плотников, Э. Н. Григоров, И. А. Охотников, А. Н. Потороченко, Б. В. Шергин, Ю. Г. Попов, Ю. К. Варзалов, Г. К. Еникеев, Б. И. Дорожков и другие). В результате этих работ были уточнены границы распространения свиты, получены новые данные по тектоническим структурам, вещественному составу пород, степени их метаморфизма и т. д., но представления об общем разрезе докембрия Средневитимской горной страны и о положении в нем джалагунской свиты до сих пор остаются весьма противоречивыми.

По данным Л. И. Салопа [160], джалагунская свита входит в состав делю-уранской подсерии верхнего протерозоя. Делю-уранская подсерия резко несогласно залегает на различных осадочно-вулканогенных и плутонических комплексах нижнего и среднего протерозоя и расчленяется на три свиты (снизу): шумнинскую, делюнскую и джалагунскую (рис. 19). Шумнинская свита представлена довольно однообразными полимиктовыми, иногда туфогенными песчаниками с прослоями темных филлитовидных сланцев. На южных склонах Делю-Уранского хребта свита имеет мощность до 800 м, в северном направлении она постепенно выклинивается, и на вулканогенные и плутони-

ческие породы нижнего протерозоя ложится непосредственно делюнская свита, сложенная зеленовато-серыми метаморфизованными валунно-галечными полимиктовыми конгломератами и туфоконгломератами, среди которых встречаются прослои песчаников и кристаллических известняков. Мощность свиты на юге 450—500 м, в северном направлении она также выклинивается. Джалагунская свита согласно залегает на конгломератах делюнской свиты или на размытой поверхности нижнепротерозойских образований и согласно перекрывается известняками чаянгрской свиты, которая сопоставляется с кадаликанской подсерией патомской серии Патомского нагорья.

Джалагунская свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю (у Л. И. Салопа это самостоятельные свиты). Нижняя сложена переслаивающимися зелеными ортосланцами, метадиабазами, темными «углистыми» филлитами, серыми биотит-серицит-кварцевыми сланцами и кристаллическими известняками. Мощность подсвиты изменяется от 650 м в бассейне р. Джалагуна до 900—1200 м в верховьях р. Боль-

Рис. 19. Стратиграфическая схема делюно-уранской подсерии (Делюно-Уранский хребет), по Л. И. Салопа [160].



шого Гукита. Средняя подсвита представлена разнообразными серыми и темно-серыми сланцами с подчиненными горизонтами и пачками светлых кристаллических известняков, белых чистых кварцитов и зеленых ортосланцев. Мощность ее колеблется от 850 до 1200 м. Верхняя подсвита сложена светло-серыми и белыми кварцитами и кварцито-песчаниками, чередующимися с серыми и темно-серыми сланцами и филлитами, аналогичными таковым из средней подсвиты. Сланцы обычно образуют небольшие прослои и горизонты, но иногда слагают довольно мощные пачки. Мощность подсвиты около 650—700 м. Проведенные автором в 1968 г. тематические исследования в бассейне р. Джалагуна и на водоразделе ее с р. Бол. Гукит показали, что в целом стратиграфическая последовательность пород, установлен-

ная для джалагунской свиты Л. И. Салопом, подтверждается.

В составе джалагунской свиты развиты породы как осадочного, так и вулканогенного происхождения. Последние в бассейне р. Джалагуна представлены только измененными вулканиками основного состава — зелеными ортосланцами, амфиболитами, метадиабазами. Среди нормальных первично осадочных пород выделяются три группы: глинистые, песчаные и карбонатные. В целом в разрезе свиты преобладают сланцы, а в верхней подсвите — первично песчаные породы.

Ортосланцы существенную роль играют только в нижней подсвите, где они слагают пачки мощностью до нескольких десятков метров. В средней свите они развиты ограниченно, а в верхней вообще отсутствуют. Внешне это зеленые различных оттенков рассланцованные породы, залегающие согласно со сланцами или карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Главную роль в их составе играют актинолит, иногда биотит, хлорит, эпидот, цоизит, кислый плагиоклаз и кварц. Из аксессуарных, как правило, в значительных количествах присутствуют сфен и магнетит.

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами и встречаются в различных частях разреза джалагунской свиты. Для нижней подсвиты, по данным Л. И. Салопа, характерны темно-серые среднекристаллические, реже тонкозернистые известняки. В средней и верхней подсвитах, по наблюдениям автора, встречаются главным образом светло-серые, а чаще кремово-белые доломиты. Карбонатные породы слагают пласты и пачки мощностью от нескольких до многих десятков метров, но наиболее мощные их пачки (до 80 м) известны только в нижней подсвите.

Песчаные породы по минеральному составу обломочного материала относятся к кварцевым разновидностям. Полевых шпатов в них не обнаружено. В результате наложенного метаморфизма они, как правило, перекристаллизованы и превращены в кварциты с гранобластовыми, мозаичными, реже реликтовыми бластопсаммитовыми структурами. Среди кварцитов встречаются весьма чистые разновидности, сложенные почти исключительно зернами кварца (табл. II, рис. 3). В других случаях исходные песчаники содержали, по-видимому, то или иное количество глинистого цемента, превращенного при метаморфизме в хлорит, серицит, мусковит, хлоритоид (табл. II, рис. 4). Некоторые горизонты песчаников были резко обогащены аксессуарными минералами (магнетитом, ильменитом, цирконом и турмалином), особенно среди базальных горизонтов средней подсвиты. Здесь же встречаются кварциты с примесью карбонатного материала.

Кварциты слагают отдельные прослои, пласты и маломощные пачки среди сланцев и связаны с ними самыми постепен-

ными переходами, но иногда образуют и довольно мощные однородные пачки до 15—20 м и более, особенно в верхней подсвите, где они преобладают над сланцами. Как правило, кварциты массивны и однородны, иногда параллельнополосчаты. Косой слоистости, знаков ряби или трещин усыхания в них не установлено.

Глинистые отложения джалагунской свиты превращены в разнообразные метаморфические, реже кристаллические сланцы. Для нижней подсвиты характерны темно-серые, черные и серые тонкозернистые филлитовидные сланцы кварц-серицит-хлоритового состава. В более метаморфизованных разновидностях развит биотит, реже гранат. Сланцы средней и верхней подсвит более разнообразны. Наименее метаморфизованные разновидности также представлены темно-серыми, серыми и зеленовато-серыми филлитовидными сланцами, основную роль в составе которых играют кварц, серицит, в меньшей мере хлорит, иногда появляются порфиробласты хлоритоида. Темная окраска связана или с примесью «углистого» вещества, или с обогащением пород окислами железа и ильменитом. Для умеренных ступеней метаморфизма характерны сланцы кварц-хлорит-мусковит-хлоритоидного состава. Четыре этих минерала могут встречаться совместно или в различных сочетаниях. Шире всего распространены кварц-мусковит-хлоритоидные разновидности (табл. III, рис. 1). Встречаются сланцы, сложенные только кварцем и хлоритоидом примерно в одинаковых количествах. При усилении метаморфизма в сланцах появляются порфиробласты дистена, иногда граната, а по данным Л. И. Салопа, также ставролита и кордиерита. Это уже отчетливо кристаллические породы, обычно более светлой окраски и с серебристым блеском на поверхностях сланцеватости.

Весьма характерным для сланцев средней подсвиты является большое содержание кварца (не менее 10—15, а чаще 25—30% всей массы породы). Под микроскопом иногда можно видеть тончайшее чередование почти чисто кварцевых слоев с хлорит-мусковитовыми или мусковит-хлоритоидными. Сланцы с незначительным содержанием кварца сравнительно редки. В нижней части подсвиты часто встречаются сланцы с высоким содержанием мелких кристалликов магнетита, а в других случаях — пластинчатого ильменита. Почти во всех породах, кроме того, развиты многочисленные мелкие кристаллики турмалина с хорошей огранкой, явно новообразованные. Есть известковистые разновидности.

Данные о химическом составе пород джалагунской свиты имеются только для сланцев средней подсвиты (табл. 7). Первично глинистые породы этой подсвиты отличаются сравнительно невысоким содержанием глинозема, составляющим в среднем около 23%, хотя в отдельных пробах оно поднимается до 29—30%. Наиболее низкие его содержания

ТАБЛИЦА 7

Химический состав (вес. %) кварц-мусковит-хлоритоидных и кварц-хлорит-мусковитовых сланцев джалагунской свиты

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O	K ₂ O
														SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			MgO	Al ₂ O ₃
1*	55,98	1,23	23,00	2,17	4,50	0,08	1,45	0,27	0,57	5,65	0,14	4,73	99,77	0,412	0,053	2,074	7,94	0,35	3,90	0,25
2	55,90	1,03	22,64	1,05	7,04	0,02	1,82	0,23	0,50	4,60	0,08	4,94	99,85	0,407	0,045	6,304	7,15	0,32	2,53	0,20
3	40,70	1,44	29,64	2,14	6,97	0,47	2,63	2,45	0,58	6,78	0,03	5,32	99,15	0,728	0,049	3,257	12,44	0,42	2,58	0,23
4	56,72	2,00	21,08	6,26	4,29	0,03	0,17	0,55	0,93	4,65	0,10	3,01	99,79	0,372	0,095	0,837	6,30	0,30	27,35	0,22
5	60,02	0,93	24,45	1,21	1,80	0,08	0,88	0,27	0,66	6,22	0,15	3,48	100,15	0,407	0,038	1,487	8,03	0,33	7,07	0,25
6	56,26	0,91	24,18	0,69	9,81	0,27	0,74	0,27	0,35	2,44	сл.	4,10	100,02	0,436	0,038	14,426	3,80	0,16	3,30	0,10
7	60,80	0,90	18,44	0,96	7,16	0,15	2,43	0,37	0,23	3,72	0,07	4,42	99,65	0,303	0,049	7,458	6,75	0,37	1,53	0,20
8	70,20	0,73	18,37	0,35	0,42	0,003	0,71	сл.	0,16	5,66	0,03	3,11	99,74	0,252	0,040	1,190	6,53	0,36	7,97	0,31
9	49,82	0,69	15,85	2,36	17,19	0,20	5,90	0,27	0,05	0,75	0,17	6,66	99,91	0,318	0,044	7,326	6,97	0,44	0,13	0,05
10	48,82	1,15	30,66	1,68	5,94	0,06	0,61	0,37	0,65	5,60	0,07	4,71	100,32	0,628	0,038	3,535	7,23	0,23	9,18	0,18
11	56,59	1,56	20,16	7,30	3,20	0,10	2,37	0,50	0,55	3,50	—	3,93	99,76	0,356	0,077	3,130	6,92	0,34	1,48	0,17
12	56,66	1,48	21,98	1,88	9,12	0,09	0,75	0,27	0,76	2,05	0,25	4,21	99,50	0,387	0,068	4,852	3,83	0,18	2,73	0,09
13	63,65	1,03	20,72	1,16	5,87	0,12	0,47	0,11	0,51	2,90	0,04	2,96	99,54	0,326	0,050	5,060	3,99	0,19	6,17	0,14
14	55,97	1,34	24,95	0,82	7,06	0,10	0,98	0,06	1,32	2,80	0,01	3,98	99,39	0,446	0,053	8,731	5,16	0,21	2,86	0,11
15	49,16	1,38	25,94	2,13	8,14	0,03	1,42	0,08	1,45	3,75	0,10	5,81	99,39	0,528	0,053	3,822	6,70	0,26	2,64	0,15
16	60,75	1,35	24,08	1,14	2,50	0,03	0,53	0,11	1,15	3,65	0,15	3,94	99,38	0,396	0,056	2,192	5,44	0,23	6,89	0,15
Среднее	56,13	1,20	22,88	1,77	6,56	0,11	1,49	0,40	0,65	4,04	0,09	4,33	99,65	0,408	0,052	3,706	6,58	0,29	2,71	0,18

* Анализы I—10 — из коллекции автора, II—16 — из коллекции А. Н. Потороченко.

отмечаются для проб с большим количеством кремнезема. Среднее содержание кремнезема превышает 56%, свидетельствуя о том, что глинистые отложения джалагунской свиты содержали значительное количество обломочного кварца. Примесь в исходных глинах песчаного кварцевого материала, безусловно, сказывается на относительном содержании в породах глинозема и на значении кремневого модуля. Все же последний в джалагунских сланцах довольно высокий и составляет в среднем 0,408, поднимаясь в отдельных случаях до 0,628—0,728. Обращает внимание значительное количество окислов железа в сланцах, причем закисное железо резко преобладает над окисным.

Среди щелочей и щелочных земель резко преобладает калий, а содержание натрия и кальция весьма незначительно (в сумме около 2%), что свидетельствует о сравнительно высокой химической зрелости исходного глинистого материала. Большие значения отношений $K_2O:MgO$ и $K_2O:Al_2O_3$ говорят о том, что этот материал был существенно гидромусковитовым, а гидромусковит относительно устойчив даже в условиях каолинитового выветривания [103]. Отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему (в среднем 0,29) в джалагунских сланцах более высокое, чем в каолинитовых, но меньшее, чем в гидрослюдистых глинах, что указывает на присутствие в исходных отложениях также и каолинита.

На треугольной диаграмме SAK точки состава сланцев располагаются между эталонными полями каолинитовых и гидрослюдистых глин и внутри последнего (рис. 20). Часть точек тяготеет к полю каолинитовых глин. Все точки смещены, кроме того, в сторону вершины SiO_2 из-за песчаности исходных глинистых отложений.

Каолинит-гидрослюдистый, существенно гидромусковитовый состав глинистой фракции рассматриваемых отложений особенно ярко подчеркивается диаграммой $Al_2O_3-K_2O-MgO$ (рис. 21). На этой диаграмме только незначительная часть точек расположена в поле обычных гидрослюдистых глин, остальные смещены влево, к стороне $Al_2O_3-K_2O$ треугольника.

Заканчивая рассмотрение химического состава сланцев, хотелось бы обратить внимание на весьма высокое значение в них титанового модуля (0,052). Повышенное содержание двуокиси титана может объясняться присутствием аксессуарных титаносодержащих минералов в исходных глинах, учитывая их песчаность, но с другой стороны, это может свидетельствовать и о широком развитии в области сноса пород основного состава.

Имеющийся материал по вещественному составу, литолого-фациальным и формационным особенностям отложений джалагунской свиты в целом не очень значителен и носит общий характер. Все же он позволяет говорить, что эта свита состоит из трех различных по составу и строению формаций, отвечающих по объему трем выделяемым в ней подсвитам. Формация,

соответствующая нижней подсвете, может быть условно определена как вулканогенно-карбонатно-терригенная, по-видимому, субаквального происхождения. Данные о наличии в ней высокоглиноземистых пород отсутствуют. Формация, слагающая верхнюю подсвету, несомненно, представляет собой обломочно-кварцевую формацию, аналогичную описанным ранее в пур-

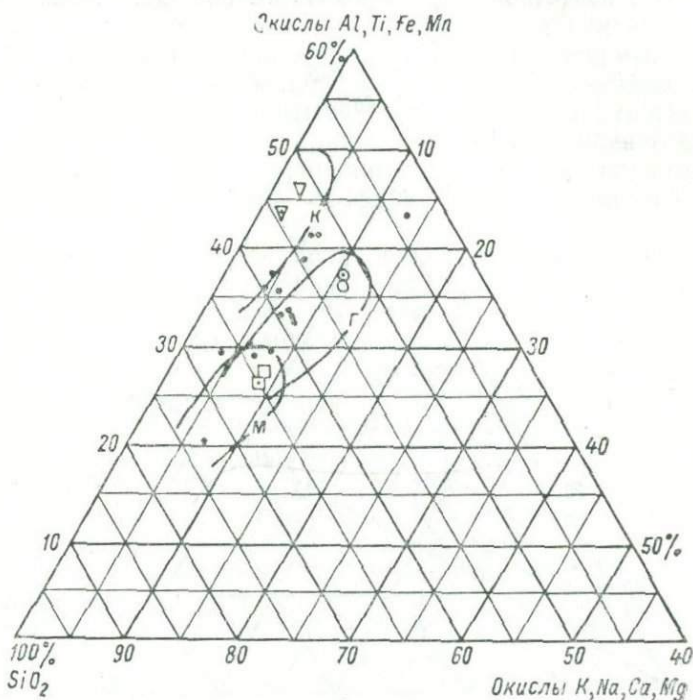


Рис. 20. Диаграмма САК общего химического состава глинистых отложений джалагунской свиты (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

польской и анайской свитах и отличающуюся от них лишь несколькими другими фаціальными особенностями.

Наибольший интерес представляет мощная песчано-глинистая формация, соответствующая средней подсвете. Главную роль в ее сложении играют первично глинистые отложения с повышенным и высоким содержанием глинозема, а в ряде случаев и с повышенным содержанием окислов железа. Характерно далее тесное сочетание глинистых отложений с песчаными породами кварцевого состава. Эти особенности сближают данную формацию с высокоглиноземистыми, хотя содержание глинозема в глинистых породах в ней и ниже, чем в других высокоглиноземистых формациях. В ней шире развиты также карбонатные

и карбонатно-терригенные отложения и вулканиты основного состава, известные, правда, и в других высокоглиноземистых формациях (карбонатные породы в анайской и основные metavулканиты в пурпольской свитах). Несмотря на это, представляется более правильным отложения средней подсветы рассматривать все же как высокоглиноземистую формацию, но занимающую в известной мере промежуточное положение между

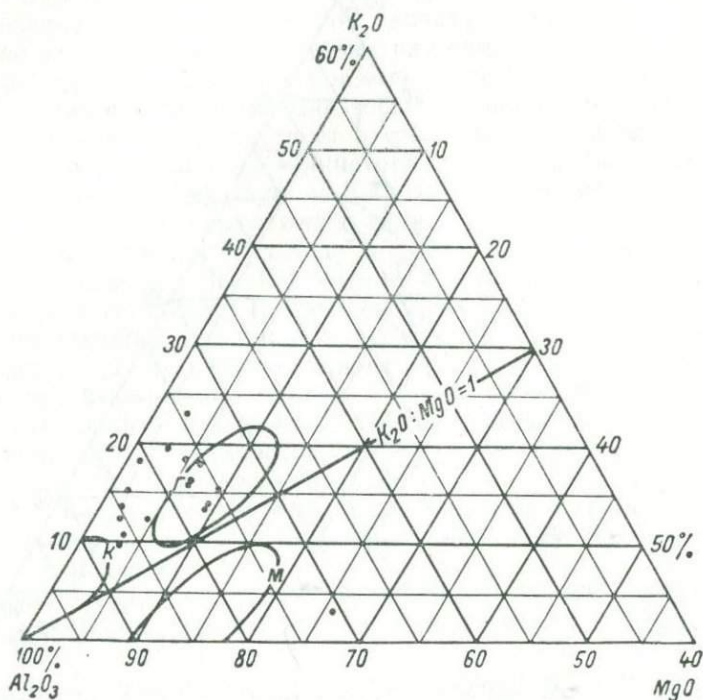


Рис. 21. Диаграмма Al_2O_3 — K_2O — MgO глинистых отложений джалагунской свиты.

типично высокоглиноземистыми и обычными песчано-глинистыми формациями.

Ряд данных позволяет сделать некоторые выводы и об условиях накопления этой формации. В ее составе совершенно отсутствуют грубообломочные отложения, а песчаные породы не содержат признаков косослоистых текстур, трещин усыхания, знаков ряби. И в песчаных, и в глинистых породах устанавливается лишь тонкая параллельная слоистость. Среди терригенных пород присутствуют горизонты и пачки доломитов, сами терригенные породы также иногда содержат примесь карбонатного материала. Все эти признаки свидетельствуют о накопле-

нии отложений, слагающих формацию, в условиях спокойного водного бассейна, временами подвергавшегося засолонению. Воды этого бассейна были, по-видимому, застойными, и осадконакопление шло в восстановительной обстановке. На это указывают отсутствие красноцветных отложений и широкое развитие в сланцах тонкорассеянного «углистого» вещества явно органического происхождения. Во всех сланцах средней подсветы закисные формы железа резко преобладают над окисными (см. табл. 7). Вряд ли это можно объяснить только вторичным восстановлением окисного железа в процессе диагенетических и последующих процессов, учитывая к тому же сравнительно слабый метаморфизм пород джалагунской свиты, особенно в южных районах ее распространения, где он не поднимается выше серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Несомненно также, что осадконакопление в рассматриваемую эпоху происходило на фоне слабых тектонических движений и достаточно интенсивного химического выветривания в области сноса. Об этом свидетельствует высокая химическая зрелость терригенного осадочного материала средней подсветы. Присутствие в исходных глинистых отложениях наряду с каолинитом значительного количества гидрослюдистых минералов может объясняться двумя причинами: с одной стороны, более умеренным выветриванием, а с другой — и палеогеографическими условиями осадконакопления. Каолинит и гидрослюды (особенно гидромусковит) могут присутствовать в коре выветривания теплых гумидных зон одновременно. При переносе в прибрежную зону морского бассейна каолинит, образующий более крупные кристаллы, будет осаждаться ближе к берегу, а более мелкие частицы гидрослюд совместно с мелким каолинитом будут заноситься в более открытые участки бассейна [151]. При соприкосновении с морской водой происходит, кроме того, коагуляция частиц каолинита и образование более крупных агрегатов, также способствующих осаждению его вблизи береговой зоны. Нужно еще добавить, что осадконакопление в джалагунском бассейне сопровождалось излиянием лав основного состава.

К сожалению, материалы по изменению химического (а следовательно, и минерального) состава глинистых отложений джалагунской свиты на площади отсутствуют. В настоящее время трудно говорить даже о примерном расположении области сноса. Если стратиграфическая последовательность отложений делюнской подсерии, установленная Л. И. Салопом, верна, то область сноса в джалагунское время должна была располагаться на юге, во внутренних частях Байкальской горной области, так как именно в этом направлении возрастает роль грубообломочных отложений в делюнской и шумнинской свитах, а затем они и вообще выклиниваются.

Осадочные образования патомской серии верхнего протерозоя развиты на территории Патомского и Северо-Байкальского нагорий наиболее широко. В разных районах они довольно сильно отличаются по мощности, вещественному составу и другим литолого-фациальным особенностям. Неодинакова и степень метаморфизма пород: наблюдаются все переходы от почти неметаморфизованных отложений до кристаллических сланцев включительно. Это приводило к выделению отложений верхнего протерозоя в разновозрастные комплексы. К настоящему времени эти отложения выделены и увязаны почти на всей территории Патомского и Северо-Байкальского нагорий. Литература по стратиграфии, возрастному положению, вещественному составу и другим особенностям верхнепротерозойских отложений весьма обширна. Для современного понимания объема и стратиграфического расчленения патомской серии наибольшее значение имели работы [20, 44—46, 59, 73, 76, 79, 109, 134—135, 158—160, 182, 197]. Ниже краткая характеристика патомской серии дается в основном по личным наблюдениям автора и материалам Т. П. Жадновой и Ю. П. Казакович [76, 109], О. В. Перевалова и Э. Н. Григорова [134—135], Л. И. Салопа [158—160].

Намечаются две крупные зоны распространения патомской серии: внешняя, охватывающая Приленскую складчатую зону, и внутренняя, занимающая Мамско-Бодайбинский синклиниорий. В настоящее время патомскую серию принято расчленять на три подсерии: баллаганахскую — существенно терригенную, кадаликанскую — терригенно-карбонатную и бодайбинскую — снова существенно терригенную с незначительным участием карбонатных пород. Верхняя, бодайбинская, подсерия развита только в Мамско-Бодайбинской зоне. Некоторые исследователи, в том числе и автор, считают, что бодайбинская подсерия не относится к верхнему протерозою, а является стратиграфическим аналогом вендских и нижнекембрийских отложений Приленской складчатой зоны.

Баллаганахская подсерия расчленяется на три свиты: хорлухтахскую, хайвергинскую и бугарихтинскую [76, 109, 134—135]. Хорлухтахская свита (мощностью от 700—800 до 1100 м) сложена базальными полимиктовыми конгломератами, аркозовыми и полевошпатово-кварцевыми гравелитами и песчаниками, в меньшей мере темно-серыми «углистыми» сланцами. Хайвергинская свита (600—700 м) представлена ритмично чередующимися олигомиктовыми (реже аркозовыми) песчаниками и темными филлитовидными сланцами, количественные соотношения между которыми в разрезе меняются. Бугарихтинская свита (750—1200 м) по составу в общем сходна с хайвергинской, но песчаники и сланцы в ней нередко известковисты.

Кадаликанская подсерия расчленяется на шесть чередующихся карбонатных и терригенных свит. Мариинская свита (800—900 м) сложена в основном серыми слоистыми известняками с примесью песчаного и «углистого» материала. Лежащая выше джемкуканская свита (900—1000 м) представлена светлыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с черными мелкозернистыми песчаниками и «углисто»-глинистыми сланцами. Иногда она залегает на мариинской несогласно и содержит в основании конгломераты. Баракунская свита (1000—1100 м) имеет трехчленное строение и сложена в нижней и верхней частях черными «углистыми» известняками с прослоями «углисто»-глинисто-карбонатных сланцев и алевролитов. В средней части количество сланцев увеличивается и появляются известковистые кварцевые песчаники. Валюхтинская свита (1700—2000 м) представлена мощной однородной толщей черных «углистых» филлитов и алевропелитов с редкими и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, количество которых вверх по разрезу увеличивается, а в кровле свиты они образуют самостоятельную пачку. Жуинская свита (1000—1200 м) сложена зеленовато-серыми и лиловыми мергелями, известково-глинистыми сланцами и глинистыми известняками. Для ченчинской свиты, венчающей разрез кадаликанской подсерии, характерны массивные или грубослоистые серые с зелеными и лиловыми оттенками известняки со строматолитами и онколитами. Мощность свиты 800—900 м.

Общая мощность патомской серии наиболее значительна в бассейне р. Жуи, где она достигает 9500—10 800 м.

В Приленской складчатой зоне метаморфизм пород, как правило, не превышает фации зеленых сланцев, поэтому в обломочных породах сохраняются обломочные структуры. Глинистый цемент песчаных пород и собственно глинистые отложения перекристаллизованы и превращены в тонкозернистую хлорит-серпичит-кварцевую массу. Количественные соотношения указанных минералов меняются, в отдельных разновидностях к ним добавляется переменное количество тонкозернистого «углистого» вещества и карбонатов. В песчаных породах обломочный материал представлен кварцем, кислыми плагиоклазами, микроклином, иногда обломочными чешуйками мусковита, биотита, микрокварцитов, среди аксессуарных чаще всего развиты циркон, турмалин, апатит.

В Мамско-Бодайбинской зоне разрез патомской серии отличается несколько иными литолого-фаціальными особенностями, меньшей грубозернистостью и более широким развитием карбонатных пород. Увеличивается общая мощность серии. Метаморфизм пород в этой зоне значительно выше, чем в Приленской. Наиболее сильно он проявлен в Мамской и Нечеро-Жуинской ветви Мамско-Бодайбинского синклинория и в северной части последнего, примыкающей к южному крылу Тонодского анти-

клинория. В этих районах породы серии метаморфизованы до состояния кристаллических сланцев и представлены разнообразными биотитовыми, двуслюдяными, гранат-двуслюдяными, ди-стенсодержащими и часто графитистыми гнейсами и сланцами, кварцитами и мраморами. Иногда в породах отмечаются амфиболы, скаполиты и ставролит.

В Мамско-Бодайбинской зоне баллаганахская подсерия имеет то же трехчленное строение, что и в Приленской, но в верхней части подсерии увеличивается количество карбонатных пород. В кадаликанской подсерии под мариинской выделяется еще одна свита карбонатных пород (конкудерская, или шусманская), которая, возможно, является фаціальным аналогом терригенных отложений верхней части баллаганахской подсерии Приленской зоны. Джемкуканская, баракунская и валюхтинская свиты из-за сходства состава и нечеткости границ выделяются не всегда. Геологами ЦНИГРИ они иногда объединяются в одну — гохтачинскую [76, 109]. Венчает разрез кадаликанской подсерии имняхская свита терригенно-карбонатных пород, отвечающая жуинской и ченчинской свитам Приленской зоны.

Бодайбинская подсерия, развитая в ядерной части Мамско-Бодайбинского синклинория, обычно расчленяется на четыре свиты (снизу): аунакитскую, вачскую, анангрскую и илигирскую. Между двумя последними иногда выделяют еще догалдынскую свиту. Аунакитская свита (от 400—500 до 1200 м) сложена светлыми существенно кварцевыми песчаниками и кварцитами, переслаивающимися с кварц-серицитовыми сланцами. Вачская свита (600—700 м) имеет сходный литологический состав, но отличается сильной «углистостью» и темным цветом пород. Анангрская свита (до 3000 м) сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками (иногда с линзами гравелитов) и кварц-слюдисто-хлоритовыми сланцами. Илигирская свита (около 800 м) по составу также полимиктовая, но характеризуется некоторой карбонатностью пород и присутствием в разрезе черных и светлых доломитов. В зонах высокого метаморфизма терригенные породы превращены в кварциты и разнообразные кристаллические сланцы и гнейсы, сходные с таковыми в кадаликанской и баллаганахской подсериях.

Химический состав первично глинистых отложений патомской серии характеризуется рядом интересных особенностей, которые закономерно изменяются вверх по разрезу (табл. 8). Глинистые и кристаллические сланцы баллаганахской подсерии и джемкуканской свиты Приленской складчатой зоны и Жуинской зоны (по О. В. Перевалову и Л. И. Салопу) Мамско-Бодайбинского синклинория отличаются от вышележащих сланцев кадаликанской и бодайбинской подсерий более высоким содержанием глинозема (до 21,41 %) и K_2O (до 4,43 %) и небольшими содержаниями MgO . Отношения $K_2O : Al_2O_3$ составляют в них

Химический состав (вес. %) глинистых отложений патомской серии

№ п.п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	K ₂ O	K ₂ O
																SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃				
1*	24	—	0,74	19,79	4,77	—	0,09	1,93	0,57	1,84	4,02	—	—	—	—	—	0,037	—	8,36	0,42	2,1	0,20
2	22	58,14	1,04	21,41	2,26	3,88	0,08	2,14	0,72	1,68	4,18	4,22	0,01	0,12	99,88	0,368	0,048	1,716	8,80	0,41	1,9	0,19
3	11	60,77	0,96	17,77	2,49	5,33	0,14	3,20	2,69	1,30	2,64	2,10	0,14	0,10	99,63	0,292	0,054	2,140	9,97	0,56	0,8	0,15
4	7	60,23	1,07	18,85	2,03	1,45	0,05	2,19	2,09	1,80	4,43	5,18	0,8	0,09	100,23	0,313	0,056	0,714	9,56	0,50	2,00	0,23
5	19	63,37	0,96	17,80	2,39	3,59	0,08	2,69	0,71	1,44	2,78	3,63	0,21	0,08	99,73	0,281	0,054	1,500	5,01	0,28	1,03	0,15
6	5	60,24	1,17	17,89	2,13	5,03	0,12	3,29	0,67	1,37	2,95	4,39	0,21	0,11	99,57	0,297	0,065	2,361	5,11	0,28	0,9	0,16
7	4	61,22	1,01	19,32	2,22	5,87	0,07	3,72	1,11	1,18	2,50	1,47	0,01	0,11	99,81	0,316	0,052	2,644	8,58	0,44	0,7	0,13
8	6	60,66	1,02	16,20	2,33	5,44	0,13	2,77	2,12	1,52	2,60	5,56	—	—	100,35	0,267	0,063	2,33	9,14	0,55	0,6	0,16

* 1, 2 — баллаганахская подсерия внешней (приплатформенной) зоны; 3 — баллаганахская подсерия внутренней (Мамско-Бодайбинской) зоны; 4 — джемкуканская свита, 5 — валухтинская свита, 6 — аунакитская свита, 7 — анангская и догалдынская свиты, 8 — бодайбинская подсерия бассейна р. Мамы. Средние значения рассчитаны по данным: 1 — А. М. Портнова и Т. П. Жадновой [141], 2–7 — О. В. Первалова (1974 г.), 8 — В. Я. Хильтовой, А. А. Савельева и И. К. Шулешко [194].

0,19—0,23, что очень близко к значениям этого отношения во фракции <0,001 мм гидрослюдистых глин (см. табл. 3), а высокие значения отношений $K_2O:MgO$ (1,9—2,1) свидетельствуют о преобладании в исходных отложениях глинистых минералов гидромусковитового ряда. В первично глинистых

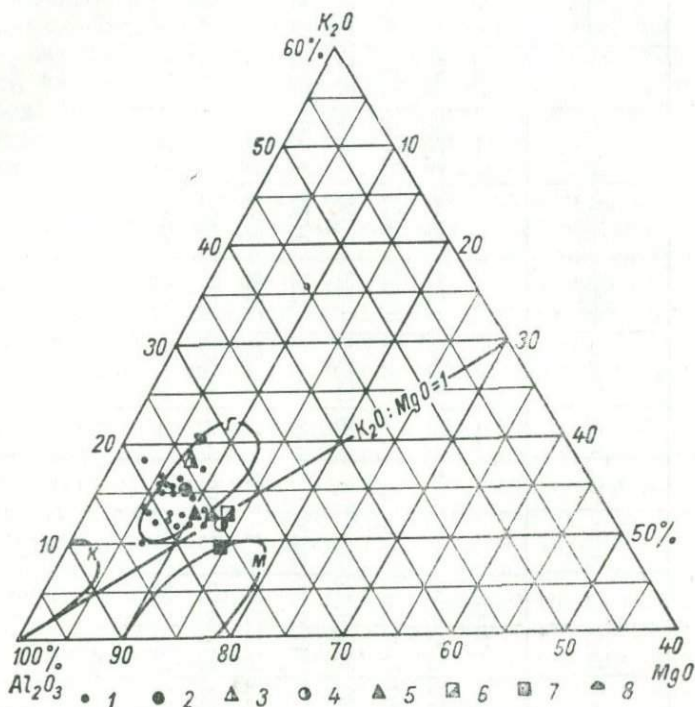


Рис. 22. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ глинистых отложений патомской серии.

1 — глинистые отложения баллаганахской подсерии; 2—8 — средние составы глинистых отложений: 2 — баллаганахской подсерии внешней (приплатформенной) зоны Патомского нагорья, 3 — джемкуканской свиты, 4 — баллаганахской подсерии внутренней (Мамско-Бодайбинской) зоны Патомского нагорья, 5 — валюхтинской свиты, 6 — аунакитской свиты, 7 — анангрской и догалдынской свит, 8 — бодайбинской подсерии бассейна р. Мамы. Химические составы взяты или рассчитаны: 1 — по данным А. М. Портнова и Т. П. Жадновой [141], 2—6 — по материалам О. В. Перевалова, 7 — по данным В. Я. Хильтовой и др. [194].

отложениях баллаганахской подсерии внутренних частей Мамско-Бодайбинского синклиория содержание Al_2O_3 и K_2O ниже, чем в указанных породах, а содержание MgO , наоборот, увеличивается в 1,5 раза и значение отношений $K_2O:MgO$ снижается в них до 0,6—0,9, что указывает на присутствие в исходных отложениях минералов монтмориллонитовой группы. Снижается в этих отложениях и значение отношений $K_2O:Al_2O_3$. Сланцы валюхтинской и аунакитской свит характеризуются, кроме того, сравнительно невысоким содержанием щелочей и щелочных

земель (около 5%) и отношением их суммы к глинозему (0,28), которые в общем ниже, чем в обычных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах.

Еще более наглядно описанные выше особенности состава глинистых пород патомской серии видны на диаграмме

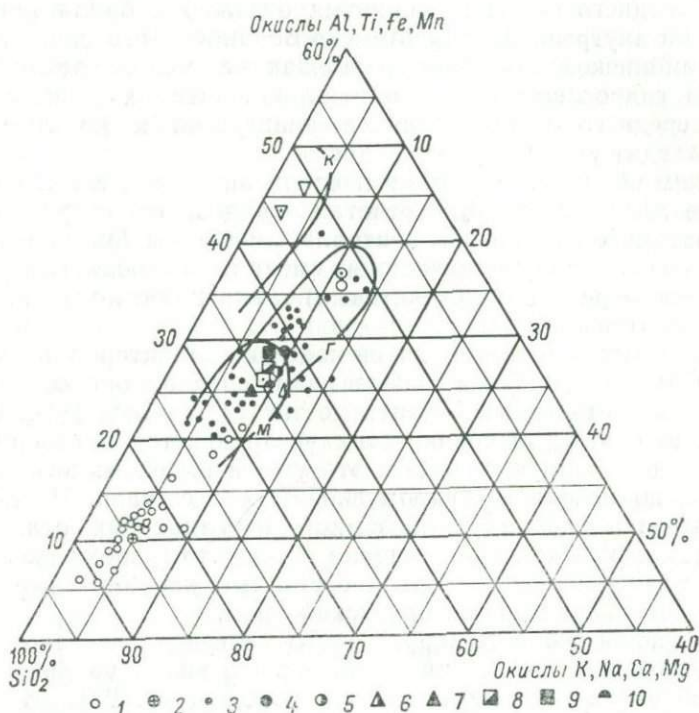


Рис. 23. Диаграмма SAK общего химического состава терригенных отложений патомской серии.

1 — песчаные отложения баллаганахской и кадаликанской подсерий; 2 — средний состав песчаных отложений баллаганахской подсерии; 3 — глинистые отложения баллаганахской подсерии; 4—10 — средние составы первично глинистых отложений: 4 — баллаганахской подсерии внешней (приплатформенной) зоны Патомского нагорья, 5 — баллаганахской подсерии внутренней (Мамско-Бодайбинской) зоны Патомского нагорья, 6 — джемкуканской свиты, 7 — валухтинской свиты, 8 — аунакитской свиты, 9 — анагрской и догалдынской свит, 10 — бодайбинской подсерии бассейна р. Мамы. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

Примечание. 1—9 взяты или рассчитаны по материалам О. В. Первалова, 10 — по данным В. Я. Хильтовой и др. [194].

$Al_2O_3-K_2O-MgO$ (рис. 22). На диаграмме точки состава глинистых пород баллаганахской подсерии располагаются в поле гидрослюдистых глин, причем значительное их количество концентрируется у верхней (левой) границы поля или выходит за его пределы, свидетельствуя о существовании гидромусковитовом составе исходного глинистого материала. В поле гидрослюдистых глин располагаются и точки среднего состава глинистых пород баллаганахской подсерии и джемкуканской свиты из

внешней (Жуинской) зоны. Точка среднего состава сланцев валюхтинской свиты расположена у правой (нижней) границы эталонного поля гидрослюдистых глин, что указывает на присутствие в исходных отложениях значительного количества глинистых минералов монтмориллонитовой группы. И, наконец, точки среднего состава глинистых отложений баллаганахской подсерии внутренней зоны Мамско-Бодайбинского синклинория и бодайбинской подсерии размещаются между эталонными полями гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, причем точка среднего состава сланцев анангрской и догалдынской свит заходит уже внутрь последнего.

Таким образом, как по химическим анализам, так и по диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ отчетливо видно, что вверх по разрезу патомской серии и к центральным частям Мамско-Бодайбинского синклинория происходит смена гидрослюдистых (в значительной мере гидромусковитовых) глинистых отложений монтмориллонитовыми.

Для сланцев баллаганахской подсерии характерно несколько повышенное содержание глинозема. В среднем оно составляет 21,41%, а в отдельных случаях достигает 25—28% [141]. Одновременно в этих разновидностях увеличивается и содержание K_2O , свидетельствуя, что хотя это уже и высокоглиноземистые породы, но исходного гидромусковитового состава. Не исключено, что повышенная глиноземистость глинистых отложений баллаганахской подсерии связана с тем, что в эпоху их накопления размывались высокоглиноземистые каолинитовые отложения подстилающей тепторгинской серии.

Умеренная зрелость терригенного материала песчано-глинистых отложений патомской серии хорошо видна на диаграмме SAK общего химического состава пород (рис. 23). На этой диаграмме точки состава песчаных и глинистых отложений баллаганахской подсерии образуют единый по геохимической зрелости ряд, прослеживающийся из поля гидрослюдистых глин в сторону вершины SiO_2 треугольника. В этот же ряд укладываются и точки среднего состава глинистых пород кадаликанской и бодайбинской подсерий. Все это говорит о том, что хотя в составе патомской серии и отмечаются отдельные единичные горизонты высокоглиноземистых пород, самостоятельных высокоглиноземистых формаций они не образуют.

ГЛАВА 5

ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР

Докембрийские первично глинистые отложения Таймырского полуострова представляют несомненный интерес в качестве сравнительного материала для изучения высокоглиноземистых формаций докембрия. Эти отложения метаморфизованы в раз-

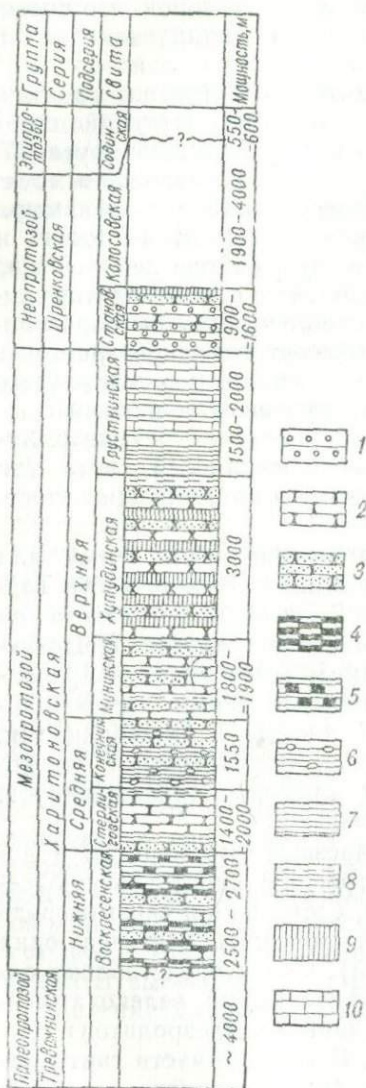
личной степени и в зонах повышенного метаморфизма содержат гранат, ставролит, силлиманит и другие высокоглиноземистые минералы. В последние годы благодаря работам А. И. Забияки [77, 78 и др.] появилось значительное количество данных по химическому составу осадочно-метаморфических пород, что позволяет восстановить исходный минеральный состав последних и оценить их реальную глиноземистость.

Стратиграфия докембрийских отложений Таймырского полуострова до сих пор изучена недостаточно, а существующие стратиграфические схемы порой взаимно исключают друг друга [77, 147, 148 и др.]. Даже для наиболее детально исследованных осадочно-метаморфических толщ Северо-Западного Таймыра приводятся разные стратиграфические схемы. М. Г. Равич и Ю. Е. Погребницкий [148] выделяют в этом районе ленивенскую серию нижнего протерозоя, представленную метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. К среднему протерозою они относят две разновозрастные, по их мнению, свиты: хутудинскую и мининскую, сложенные существенно терригенными песчано-алевритово-глинистыми отложениями. Хутудинская свита (до 2000 м) слагает бассейн р. Хутуды и междуречье Хутуды — Ленивой, мининская свита (до 3000 м) распространена на п-ове Минина и прилегающих участках м. Харитона Лаптева.

Иную и более детальную стратиграфическую схему для нижне- и среднепротерозойских отложений западной части Таймыра приводит А. И. Забияка [77]. В основании разреза он выделяет тревожнинскую серию нижнего протерозоя, представленную глубоко метаморфизованными, местами гранитизированными вулканогенно-осадочными образованиями — амфиболовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, и в меньшей мере биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами с небольшим количеством мраморов и кальцифиров. Общая мощность серии превышает 4000 м.

Выше А. И. Забияка выделяет чрезвычайно мощную и довольно однородную по составу и строению харитоновскую серию, расчленяемую на три подсерии, состоящие в свою очередь из ряда свит (рис. 24). К нижней подсерии отнесена одна свита — воскресенская (2500—2700 м). Свита представлена однообразным чередованием метаморфизованных зеленовато-серых олигомиктовых и кварцевых песчаников, алевролитов и темных ильменитсодержащих филлитов. В верхней части свиты залегает пачка мощностью от 90 до 400 м пиритизированных аспидно-черных филлитов и алевролитов. В зонах высокого метаморфизма породы нижней части свиты преобразуются в гнейсы и кристаллические сланцы с биотитом, гранатом и ставролитом, а породы верхней пачки — в графитистые дистен- и андалузитсодержащие сланцы.

Средняя подсерия состоит из двух свит: стерлиговской и кончининской. Стерлиговская свита (1400—2000 м) залегает на воскресенской согласно, но отличается от нее преимущественно зеленым цветом и резким преобладанием песчаных и алевритовых отложений над первично глинистыми. Все же отдельные пачки сланцев в стерлиговской свите достигают мощности 100—150 м. Кончининская свита (1550—1600 м) представлена чередованием темно-серых, черных и зеленых филлитов с зеленовато-серыми метапесчанниками. Ко-



личественные соотношения между песчаными и глинистыми отложениями различны, но отдельные пачки сланцев с редкими прослоями песчаников имеют мощность до 120 м. Для пород свиты характерно повсеместное присутствие примеси железо-магnezияльных карбонатов. В некоторых разрезах есть прослои туфогенных пород.

Верхняя подсерия харитоновской серии состоит из трех свит — мининской, хатудинской и грустной. Мининская свита (1800—1900 м) сложена ритмично чередующимися зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками, алевролитами и фил-

Рис. 24. Сводная стратиграфическая колонка харитоновской серии верхнего протерозоя Западного Таймыра (по А. И. Забияке [77]).

1 — конгломераты; 2 — метапесчанники; 3 — метаалевролиты; 4 — черные филлиты с ильменитом; 5 — черные филлиты и метаалевролиты с пиритом; 6 — темно-серые и черные филлиты с магнезиальным карбонатом; 7 — черные филлиты; 8 — зеленые филлиты; 9 — пестроцветные филлиты; 10 — известняки.

литами. Она сходна со стерлиговской свитой, от которой отличается лишь более однообразным чередованием пород, в связи с чем отдельные пачки в ее составе не выделяются. В верхней части, кроме того, есть примесь туфогенного материала. Хатудинская свита (3000 м) характеризуется появлением в разрезе

пород с лиловыми и розовыми оттенками. Свита состоит из ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и филлитов с почти повсеместным присутствием в песчаниках туфогенного материала. Иногда в верхней части ритмов появляются тонкие (3—5 см) прослои мергелей и известняков. Грустнинская свита (1500—2000 м) в отличие от более древних сложена в основном

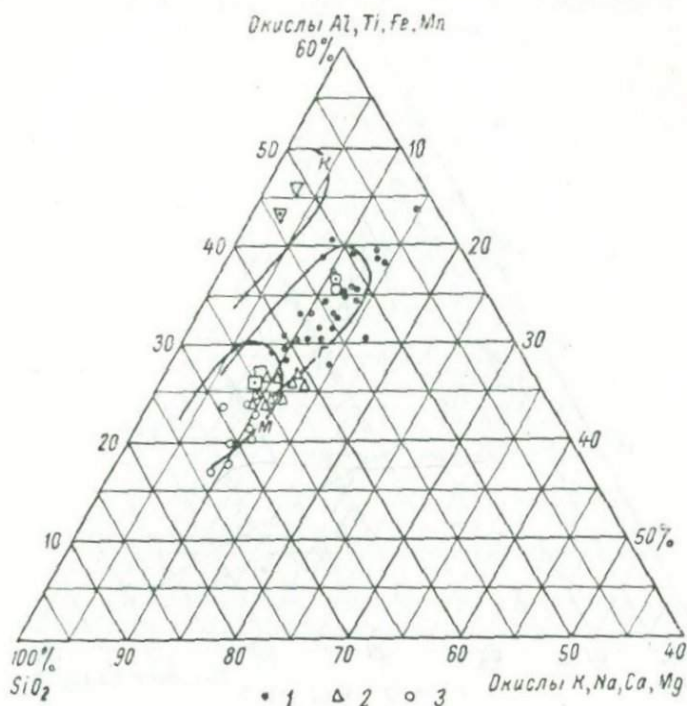


Рис. 25. Диаграмма SAK общего химического состава песчано-глинистых пород воскресенской свиты харитоновской серии Западного Таймыра (флишоидная формация, по А. И. Забияке [77]).

Породы: 1 — глинистые, 2 — алевритовые и глинисто-алеваитовые, 3 — песчаные. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

карбонатными породами, ритмично переслаивающимися с глинисто-известковыми и известково-глинистыми. В основании разреза свиты по р. Хутуда-Бига развита однородная толща черных тонколистоватых глинистых сланцев. Менее мощные (20—50 м) пачки таких сланцев присутствуют и в верхней части свиты.

Харитоновская серия с размывом перекрывается шренковской серией верхнего протерозоя. В нижней части последняя представлена обломочными породами (становская свита), а в верхней — карбонатными (колосовская свита).

Как видно из приведенной характеристики, первично глинистые отложения в составе харитоновской серии чаще всего ритмично чередуются с песчано-алевритовыми породами, но на отдельных интервалах разреза слагают и довольно мощные самостоятельные пачки. А. И. Забияка [77] рассматривает воскре-сенскую свиту как аспидную формацию, подразделяя ее на две

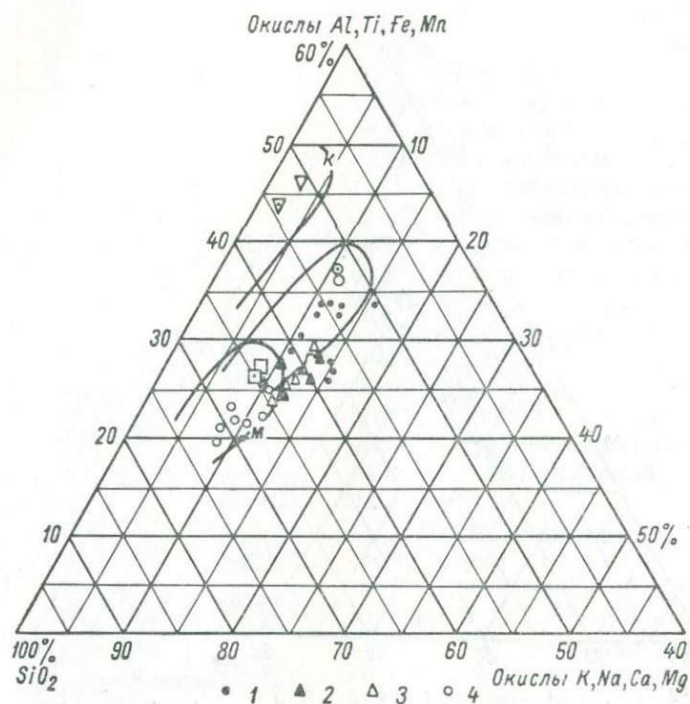


Рис. 26. Диаграмма SAK общего химического состава песчано-глинистых пород харитоновской серии, залегающих выше воскре-сенской свиты (флишевая формация, по А. И. Забияке [77]).

Породы: 1 — глинистые, 2 — алевритово-глинистые, 3 — алевритовые и глинисто-алевритовые, 4 — песчаные. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

субформации: флишеидную, охватывающую толщу ритмичного переслаивания песчано-алевритово-глинистых отложений, и сланцевую, отвечающую верхней части свиты, сложенной темными филлитами. Все остальные свиты харитоновской серии А. И. Забияка рассматривает как единую стерлиговско-грустинскую флишевую формацию.

Терригенные породы харитоновской серии образуют единый по геохимической зрелости осадочного материала ряд от глинистых до песчаных отложений, что хорошо видно на диаграммах SAK общего химического состава пород (рис. 25 и 26). Сущест-

венных различий в составе отложений флишеидной субформации и флишевой формации не наблюдается. Для обеих точки состава пород располагаются на диаграмме в правой нижней части эталонных полей гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, смещаясь по мере увеличения песчаности в сторону вершины SiO_2 треугольника. Правда, из диаграмм можно установить, что первично глинистые породы флишеидной субфор-

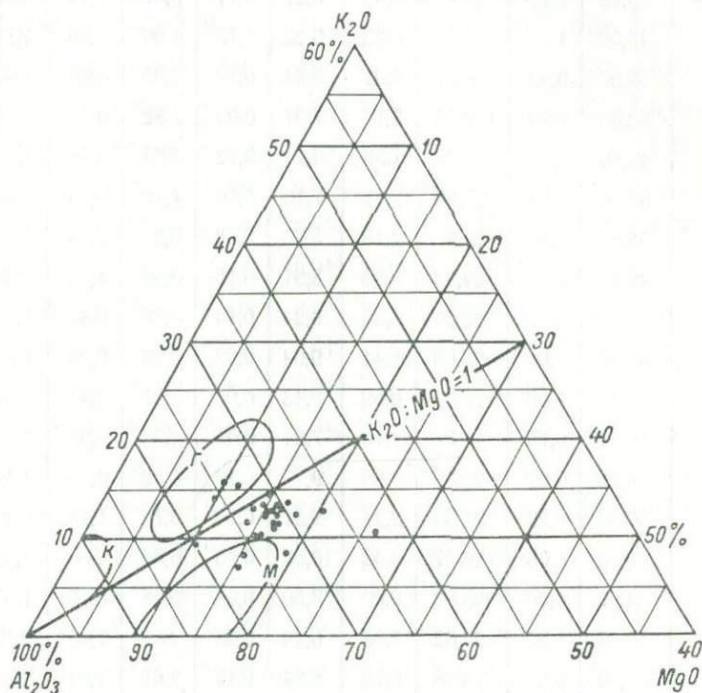


Рис. 27. Диаграмма Al_2O_3 — K_2O — MgO глинистых пород воскресенской свиты Западного Таймыра.

мации (воскресенской свиты) содержат несколько больше неподвижных окислов, чем аналогичные породы флишевой формации.

Химический состав первично глинистых отложений воскресенской свиты своеобразен (табл. 9). В целом породы характеризуются несколько повышенным содержанием глинозема, которое в отдельных пробах достигает 25—26%. Содержание кремнезема, как правило, невысокое, в связи с чем кремневый модуль имеет большие значения. С другой стороны, для всех первично глинистых пород воскресенской свиты характерно большое количество щелочей и щелочных земель, среди которых главную роль играют магний и калий, причем магний преобладает над калием. Значения отношений $\text{K}_2\text{O}:\text{MgO}$ чаще

ТАБЛИЦА 9
Химический состав (вес. %) первично глинистых пород воскресенской свиты

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1 **	49,43	1,27	22,99	0,50	8,37	0,11	5,57	1,48	1,39	4,49
2	48,50	1,02	22,90	0,82	9,20	0,15	6,90	1,05	1,17	4,13
3	59,00	0,99	18,22	0,91	8,84	0,12	4,05	0,99	1,94	2,57
4	52,66	0,99	19,06	2,17	7,97	0,09	7,82	0,53	1,03	3,12
5	49,86	1,22	22,07	1,56	9,24	0,12	5,05	0,88	1,36	4,16
6	53,50	1,22	21,06	2,11	7,16	0,10	4,00	0,65	1,89	3,69
7	52,63	1,33	24,25	2,18	5,29	0,08	3,26	0,36	1,56	5,14
8	49,63	1,11	24,33	0,83	8,91	0,15	3,26	1,26	2,23	2,94
9	50,66	1,22	22,23	1,80	9,24	0,14	4,86	0,84	1,34	3,74
10	47,40	1,06	25,05	1,44	9,04	0,08	5,28	0,40	1,28	4,09
11	57,63	1,06	21,05	0,59	6,43	0,07	3,31	0,44	0,61	4,52
12	59,03	0,78	18,24	1,10	7,64	0,07	4,35	0,95	1,82	2,79
13	45,30	0,99	23,49	1,86	9,77	0,16	5,52	0,65	1,48	4,14
14	50,46	1,22	21,34	2,21	9,51	0,24	5,72	1,75	2,32	2,39
15	39,73	1,06	26,37	3,58	10,05	0,13	6,86	0,80	1,49	4,59
16	44,97	1,30	25,90	2,00	8,50	0,08	5,46	0,70	1,61	4,59
17	52,46	1,22	22,02	1,88	6,29	0,06	4,57	1,43	2,17	4,21
18	57,60	0,99	19,28	0,72	8,24	0,17	3,81	1,94	2,94	1,86
19	50,93	1,06	21,23	1,39	9,81	0,24	4,30	2,15	3,01	2,24
20	55,00	1,06	20,30	0,74	8,74	0,12	3,88	2,29	2,33	3,18
21	43,62	1,58	23,18	1,28	9,85	0,16	5,10	1,19	2,05	4,02
22	55,16	0,86	19,44	0,76	8,33	0,14	4,60	1,40	2,34	2,98
23	55,80	0,92	19,68	1,30	6,86	0,11	4,20	2,52	4,42	2,07
24	45,51	1,28	23,45	1,92	10,35	0,21	5,35	1,96	2,70	3,87
25	55,05	0,92	21,10	0,84	8,54	0,11	2,75	1,05	1,32	3,90
26	53,00	1,08	21,08	0,78	9,06	0,11	4,33	1,43	2,34	4,25
Среднее	51,33	1,11	21,89	1,43	8,51	0,13	4,75	1,20	1,93	3,60

харитоновской серии Западного Таймыра (по А. И. Забияке [77]) *

P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	$\frac{\Sigma ш.и ш.-з.}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
0,11	2,99	98,70	0,465	0,055	16,740	12,93	0,56	0,81	0,20
0,16	4,00	100,00	0,472	0,045	11,220	13,25	0,58	0,60	0,18
0,10	2,77	100,50	0,309	0,054	9,714	9,55	0,52	0,63	0,14
0,07	5,00	100,51	0,362	0,052	3,673	12,51	0,66	0,40	0,16
0,09	4,87	100,48	0,443	0,055	5,923	11,45	0,52	0,82	0,19
0,09	5,02	100,49	0,394	0,058	3,391	10,23	0,49	0,92	0,16
0,11	4,24	100,43	0,461	0,056	2,427	10,32	0,43	1,58	0,21
0,20	4,20	99,05	0,490	0,046	10,375	9,69	0,40	0,90	0,12
0,18	4,00	100,25	0,439	0,055	5,133	10,78	0,48	0,77	0,17
0,16	4,87	100,15	0,528	0,042	6,278	11,05	0,50	0,77	0,16
0,09	4,20	100,00	0,365	0,050	10,898	8,88	0,42	1,37	0,21
0,11	3,40	100,28	0,309	0,043	6,945	9,91	0,54	0,64	0,15
0,10	5,53	98,99	0,518	0,042	2,253	11,79	0,50	0,75	0,18
0,18	3,10	100,44	0,423	0,057	4,303	12,18	0,57	0,42	0,11
0,11	5,80	100,57	0,664	0,040	2,807	13,74	0,52	0,67	0,17
0,0	4,93	100,14	0,576	0,050	4,250	12,36	0,48	0,84	0,18
0,09	4,12	100,52	0,420	0,055	3,346	12,38	0,56	0,92	0,19
0,16	2,40	100,11	0,334	0,051	11,444	10,55	0,55	0,49	0,10
0,11	2,96	99,43	0,417	0,050	7,058	11,70	0,55	0,52	0,11
0,17	1,90	99,71	0,369	0,052	11,811	11,68	0,58	0,82	0,16
0,15	7,19	99,37	0,531	0,068	7,695	12,36	0,53	0,79	0,17
0,11	3,64	99,76	0,352	0,044	10,961	11,32	0,58	0,65	0,15
0,16	1,38	99,42	0,353	0,047	2,277	13,21	0,67	0,49	0,11
0,15	3,10	99,85	0,516	0,055	5,391	13,88	0,59	0,72	0,16
0,08	4,16	99,82	0,383	0,044	10,167	9,02	0,43	1,42	0,19
0,13	1,86	99,45	0,398	0,051	11,615	12,35	0,59	0,98	0,20
0,13	3,91	99,92	0,426	0,051	5,95	11,50	0,53	0,75	0,17

минологии А. И. Забияки.
25 — гранат-биотитовый гнейс, 26 — кордиерит-силлиманитовый гнейс.

* В таблицу включены анализы пород так называемой флишонидной формации по тер
** 1—22 — черные филлиты с ильменитом, 23—24 — гранат-ставролит-биотитовые сланцы,

всего < 1 , что указывает на присутствие в исходных глинах значительного количества минералов монтмориллонитовой группы. Вместе с тем довольно большие значения отношений $K_2O : Al_2O_3$ свидетельствуют о том, что исходные глины по составу были монтмориллонит-гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми. Указанный минеральный состав очень хорошо виден из диаграммы $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ (рис. 27). На ней большинство точек состава сланцев располагается между эталонными полями гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. Несмотря на повышенную глиноземистость некоторых сланцев, каолинита в исходных породах, по-видимому, не было, так как все точки весьма удалены от эталонного поля каолинитовых глин. В целом по химическому, а следовательно, и исходному минеральному составу сланцы воскресенской свиты очень сходны с первично глинистыми породами ладожской серии Северного Приладожья и кадаликанской и бодайбинской подсерий патомской серии Байкальской горной области. Кстати, отложения ладожской серии нередко рассматриваются как докембрийские флишеподобные образования (см. гл. 9).

ГЛАВА 6

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

В восточной части Енисейского кряжа породы с повышенным и высоким содержанием глинозема известны среди слабо метаморфизованных отложений верхнего протерозоя, слагающих Ангаро-Питский синклиорий. Они установлены в потоскуйской, шунтарской и киргитейской свитах тунгусикской серии и в нижнеангарской свите ослянской серии. Изучением верхнепротерозойских отложений этого района занимались Б. Н. Горбунов, А. В. Лесгафт, Ф. Я. Пан, А. К. Рублев, Ю. А. Озерский, Ю. Н. Елхов, Е. В. Покровский и многие другие геологи Красноярского геологического управления. Научно-исследовательские работы проводились Г. И. Кириченко, Л. М. Плотниковым, Е. К. Ковригиной, Н. С. Подгорной, О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой, М. А. Семихатовым, О. А. Глико, Н. И. Юдиным и другими. В процессе этих работ предложено много схем стратиграфического расчленения докембрийских отложений, большая часть которых впоследствии была оставлена. В настоящее время наиболее распространены близкие друг другу стратиграфическая схема, разработанная Г. И. Кириченко [93, 94], и схема, выработанная при геологических работах геологами Красноярского управления (табл. 10). Специального изучения высокоглиноземистых пород Ангаро-Питского синклиория не проводилось. Однако при исследовании железорудных месторождений, приуроченных к нижнеангарской свите, был получен значительный фактический (в том числе и химико-аналитиче-

ТАБЛИЦА 10

Сопоставление стратиграфических схем верхнепротерозойских отложений восточной части Енисейского края

Г. И. Кириченко [94]		Ю. Н. Елхов, 1959, 1962 гг., К. Ш. Яркаев, А. И. Вызу, 1962 г.	
Серии	Свиты	Серии	Свиты
Ослянская	Дашкинская	Ослянская	Дашкинская
	Нижнеангарская		Нижнеангарская
Тунгусик- ская	Дадыктинская	Тунгусик- ская	Киргитейская
	Серого ключа		Шунтарская
	Шунтарская		Потоскуйская
	Джурская		
	Красногорская		
Сухопит- ская	Аладьинская	Сухопит- ская	Сосновская
	Карточки		
	Погорюйская		Погорюйская
	Удерейская		Удерейская
	Горбилокская		Горбилокская
	Морокская		Кординская
Тейская серия PR ₂			

ский) материал по вмещающим эти руды песчано-глинистым отложениям нижнеангарской и подстилающей ее киргитейской свит [200]. Химический состав докембрийских сланцев изучался также при геологосъемочных (Ю. Н. Елхов), тематических и поисково-разведочных работах по оценке бокситоносности Енисейского края.

Ангаро-Питский синклиниорий выполнен исключительно верхнепротерозойскими отложениями, которые у границы с Сибирской платформой несогласно перекрываются нижнекембрийскими отложениями. Более древние подстилающие породы (тейская серия) известны только вдоль юго-западного крыла синклинория и дальше к западу.

Верхнепротерозойские отложения согласно (а по другим данным с некоторым размывом) залегают на породах тейской се-

рии среднего протерозоя и расчленяются на три серии — сухопитскую, тунгускую и ослянскую (рис. 28, см. также табл. 10).

Сухопитская серия сложена в основном темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми глинистыми и алевроито-глинистыми,

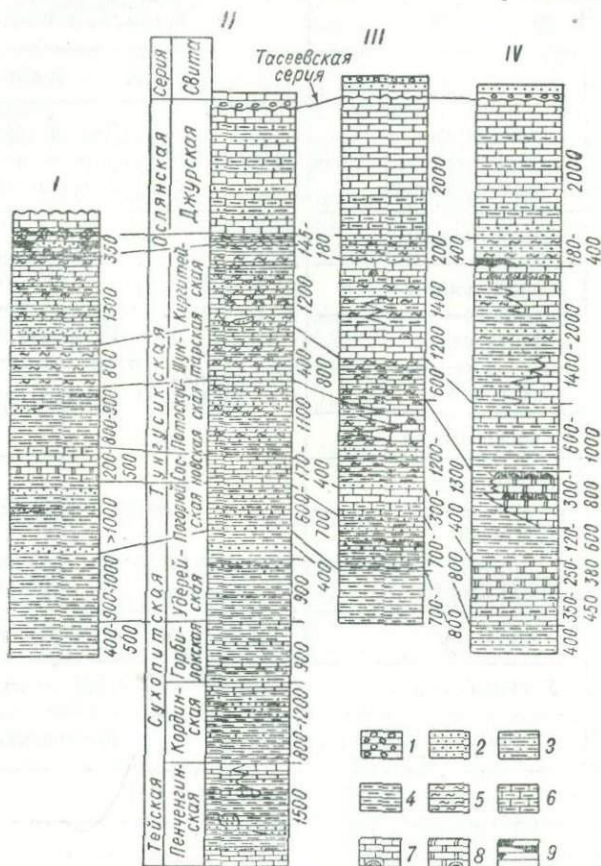


Рис. 28. Литолого-стратиграфические колонки верхнепротерозойских отложений восточной части Ангаро-Питского синклинария.

I — бассейн рек Большого Пита и Горбилока (по Ю. Н. Елхову, 1959 г.); II — нижнее течение р. Горбилока, р. Ишимбы, верхнее течение р. Удерея (по К. Ш. Яркаеву и А. И. Вызу, 1962 г.); III — нижнее течение р. Удерея и среднее течение р. Каменки (по Ю. Н. Елхову, 1962 г.); IV — Приангарский район от низовьев р. Каменки до р. Кокуя (по Б. В. Шибистову, Н. Р. Шибистовой и В. В. Шевченко, 1962 г.).

1 — конгломераты; 2 — кварцевые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — серицит-хлоритовые сланцы; 5 — серицит-хлоритовые сланцы, филлиты; 6 — глинистые известняки; 7 — известняки, местами водорослевые; 8 — доломиты, местами водорослевые; 9 — гематитовые руды.

иногда известковистыми сланцами, филлитами, алевролитами с прослоями и маломощными пачками кварцевых песчаников. Среди сланцев присутствуют иногда карбонатные породы. По составу, цвету и некоторым другим особенностям серия расчленяется на кординскую (морокскую), горбилокскую, удереюскую

и погорюйскую свиты. Г. И. Кириченко включает в состав сухопитской серии также терригенно-карбонатные отложения, выделенные им в свиту Карточки и аладьинскую. Геологи Красноярского управления относят эти отложения под названием сосновской свиты уже к тунгусикской серии. Общая мощность сухопитской серии, по Г. И. Кириченко, 9450—9700 м, по данным геологов Красноярского геологического управления, 2500—4500 м.

В лежащей выше тунгусикской серии геологи Красноярского управления кроме сосновской свиты выделяют потоскуйскую, шунтарскую и киргитейскую свиты. Г. И. Кириченко потоскуйскую свиту расчленяет на красногорскую и джурскую, а киргитейскую — на свиты Серого ключа и дадыктинскую. По данным Г. И. Кириченко, красногорская свита с размывом, местами с конгломератами в основании залегает на аладьинской, а иногда и непосредственно на свите Карточки. Красноярские геологи считают, что контакт между этими отложениями согласный.

Нижняя часть потоскуйской свиты (или красногорская свита) представлена серыми, зеленовато-серыми, иногда буровато- или кирпично-красными глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами с прослоями и пачками кварцевых песчаников. Среди сланцев встречаются разновидности, обогащенные хлоритоидом, и красноцветные гематитизированные сланцы с линзами гематита. Особенно характерны эти породы для низов свиты. В верхней части свиты (джурская свита) наряду с указанными породами иногда широко развиты известняки и доломиты, часто водорослевые, с крупными залежами магнезита. Мощность потоскуйской свиты изменяется от 800—900 м в северных районах до 1200—1300 м в южных. Шунтарская свита (400—800 м) сложена темными глинистыми и известково-глинистыми сланцами, часто с обильным хлоритоидом. Присутствуют также прослои алевролитов, кварцевых песчаников и карбонатных пород. Киргитейская свита (1200—1400 м) представлена пестроцветными, серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми аргиллитами, глинистыми и алевроито-глинистыми, часто хлоритоидными сланцами, кварцевыми песчаниками и терригенно-карбонатными породами: известково-глинистыми сланцами, мергелистыми и доломитистыми известняками.

Ослянская серия всеми исследователями расчленяется только на две свиты — нижеангарскую и дашкинскую. На отложениях киргитейской свиты она залегает с размывом, а по Г. И. Кириченко [94], возможно, и с угловым несогласием. Нижеангарская свита сложена железистыми мелкогалечными конгломератами и гравелитами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами, реже карбонатными породами, тяготеющими к верхней части свиты. Рудоносный горизонт (до 60—90 м) приурочен к основанию свиты, но железные руды в нем присутствуют не везде. Мощность свиты в западной

части синклиория достигает 500—600 м, к востоку она сокращается до 200—400 м. Дашкинская свита представлена мощной толщей серых и темно-серых известняков с подчиненными пачками доломитов, мергелей, реже аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность ее достигает 1800—2000 м, а по Г. И. Кириченко [94], — 3500—4000 м.

Как видно из приведенной характеристики разреза, верхнепротерозойские отложения Ангаро-Питского синклиория представлены в основном глинистыми и карбонатными породами, чередующимися в разрезе и образующими ряд ритмов различной мощности, нижняя часть которых представлена глинистыми, верхняя — карбонатными толщами. Наиболее крупные ритмы, или циклы, осадконакопления отвечают по объему сухопитской, тунгусикской и ослянской сериям. Внутри серий, особенно в тунгусикской, можно выделить более мелкие ритмы, отвечающие одной-двум свитам. Карбонатные породы слагают толщи не всегда постоянной мощности и по простиранию замещаются глинистыми отложениями и частично или полностью выклиниваются. Именно на этом основании геологи Красноярского геологического управления выделяют не все карбонатные свиты, показанные в схеме Г. И. Кириченко, а объединяют их вместе с терригенными отложениями в более крупные свиты терригенно-карбонатного состава (потоскую, киргитскую). В южном и юго-восточном направлении количество карбонатных пород увеличивается. Обломочные породы среди рассматриваемых отложений развиты менее широко и представлены алевролитами и песчаниками. Алевролиты тесно связаны с глинистыми отложениями и не всегда от них отделяются. Песчаники в том или ином количестве развиты по всему разрезу, слагают прослои, пласты и пачки различной мощности. Наиболее мощные пачки их залегают в основании ритмов более высоких порядков, чем описанные выше. Грубообломочные породы представлены большей частью карбонатными конгломератами и конглобрекчиями. Часть брекчий имеет, вероятно, уже эпигенетическое происхождение. В нижней части нижнеангарской свиты известны мелкогалечные рудоносные конгломераты с гальками существенно гематитового состава.

Карбонатные породы дают всю гамму переходов от чистых известняков и доломитов к мергелям и известково-доломитисто-глинистым сланцам. Такие же переходы отмечаются между известняками и доломитами. В сосновской и потоской (аладынской и джурской у Г. И. Кириченко) свитах среди известняков и доломитов встречаются крупные тела магнетитов. Среди глинистых пород иногда отмечаются линзовидные тела и стяжения сидерита. Для чистых известняков и доломитов характерны массивные, водорослевые, брекчиевидные, иногда конгломератовидные текстуры. В глинистых разновидностях широко развиты слоистые текстуры — от грубой параллельной до тонкой ленточ-

ной. В некоторых известняках отмечается мелкая перекрестная косая слоистость бассейнового типа или типа знаков ряби. Окраска карбонатных пород различна. Преобладают серые тона (от светлых до темных), но встречаются и пестроцветные породы с красноватыми и зеленоватыми оттенками (сосновская, потоскуйская, киргитейская свиты). В известняках иногда отмечаются кремневые стяжения, а в глинистых разновидностях развиты карбонатные конкреции. Последние нередко придают породам псевдоконгломератовидный облик.

Песчаные породы, как уже отмечалось, развиты по всему разрезу верхнего протерозоя, и по всему разрезу они представлены кварцевыми песчаниками, в которых примесь обломков другого состава отсутствует или весьма незначительна. Для сухопитской и тунгусикской серий характерны серые различных оттенков песчаники, сложенные, как правило, хорошо сортированными и хорошо окатанными зернами кварца, содержание которого превышает 90% количества всех обломков. Кроме кварца присутствуют редкие зерна полевых шпатов, а в более мелкозернистых разновидностях — обломочные чешуйки мусковита. Аксессуарных минералов очень мало (редкие зерна турмалина, иногда циркона). Цемент песчаников поровый, порово-базальный, регенерационный, по составу кварцевый, глинистый или карбонатный. Регенерационный кварцевый цемент характерен для чистых песчаников и придает им сливной кварцитовидный облик (табл. III, рис. 2). Обычно такие породы слагают более мощные пласты или пачки.

Мощность песчаников меняется в очень широких пределах. В сланцах сухопитской серии можно видеть тончайшие линзовидные песчаные прослои мощностью всего в несколько миллиметров. В других случаях она измеряется единицами и десятками сантиметров. В верхах погорюйской свиты кварцевые песчаники слагают однородную пачку мощностью 60—70 м, а суммарная их мощность в этой свите достигает в бассейне р. Горбилук, по данным Ю. Н. Елхова и Т. И. Киселевой, 150—200 м. Среди отложений тунгусикской серии также встречаются пачки песчаников мощностью в несколько десятков метров. Песчаники характеризуются массивной или параллельнослоистой текстурой. В светлых кварцевых песчаниках нижнеангарской свиты, обнажающихся по р. Каменке, нами были встречены крупные пологие косые серии дельтового или потокового облика.

В нижнеангарской свите широко развиты красноцветные песчаники (серовато-лиловые, вишнево-красные, красновато-коричневые, коричневые и т. д.), слагающие в основании свиты пачку мощностью до 40 м [200]. По составу они также чисто кварцевые, с содержанием кварца до 95—99% всех обломков. Окатанность и сортировка обломочного материала различны. Цемент регенерационный кварцевый, поровый и контактово-поровый глинистый, карбонатный, иногда он представлен тонкозернистым

гематитом (табл. III, рис. 3). Чаще всего цемент по составу бывает смешанным, а глинистый материал обычно перекристаллизован, поэтому в цементе в различных количественных сочетаниях встречаются кварц (регенерационный), гематит, хлорит, серицит, иногда хлоритоид и карбонаты.

В рудоносном горизонте нижнеангарской свиты развиты линзовидные тела мелкогалечных конгломератов, иногда брекчий и конглобрекчий мощностью от 10—20 см до 25—30 м. По простиранию они выклиниваются, переслаиваясь и замещаясь песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Конгломераты состоят из уплощенных окатанных и полуокатанных галек гематита, хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев, ожелезненных аргиллитов, реже кварца, железистых песчаников и кварцитов [200]. Преобладающая часть галек имеет размер 0,5—1,0, реже до 2—5 см. Почти всегда присутствует в различных количествах песчаный кварцевый материал. Цемент гематитовый, хлорит-серицит-гематитовый. Брекчии и конглобрекчии по простиранию сменяют конгломераты и отличаются угловатой формой обломков, представленных в брекчиях сидеритом, хлорит-сидеритовыми и глинисто-хлоритовыми породами. В конглобрекчиях присутствуют обломки, типичные по составу как для брекчий, так и для конгломератов.

Алевролиты большей частью связаны самыми тесными переходами с глинистыми отложениями. Сложены они угловатыми и полуокатанными зёрнами кварца, реже обломочными чешуйками мусковита и зёрнами полевых шпатов. Акцессорные минералы редки и представлены турмалином, иногда цирконом. Отдельные прослои содержат довольно много пластинчатых кристалликов лейкоксенизированного ильменита. Весьма обычны известковистые разновидности алевролитов. В нижнеангарской свите алевролиты характеризуются пестрой окраской и образуют маломощные прослои среди аргиллитов, песчаников и хлорит-гематитовых руд во всех пачках свиты. В них присутствует значительное количество гематита как в обломочной части, так и в составе цемента.

Глинистые отложения верхнего протерозоя представлены тонкозернистыми слабо метаморфизованными глинистыми сланцами, филлитами и аргиллитами самой разнообразной окраски, хотя для сухопитской серии характерны черные, темно-серые, серые и зеленовато-серые цвета пород, а красноцветные разновидности встречаются только в отложениях тунгусикской и ослянской серий. Глинистые отложения могут содержать различное количество карбонатного, алевролитового, иногда песчаного материала и иметь постепенные переходы к соответствующим породам.

В сухопитской серии сланцы имеют кварц-серицит-хлоритовый состав. Хлоритоида в этих породах нами не установлено, хотя Г. И. Кириченко [93] отмечает, что в сланцах горбилокской

свиты хлоритоид местами встречается. В некоторых разновидностях сланцев этой и лежащей выше удерейской свиты нами наблюдалось значительное количество мелких пластинчатых кристаллов лейкоксенизированного ильменита, в горбилкокской, кроме того, нередко встречаются кристаллики магнетита. В глинистых отложениях сухопитской серии широко проявлена пиритизация пород, а также вторичные образования сидерита в виде крупных порфиробластических кристаллов или округлых стяжений. В известковистых сланцах довольно обычны карбонатные конкреции округлой или уплощенной формы, которые, сливаясь друг с другом, образуют иногда даже линзовидные прослои чешуеобразной формы.

Среди глинистых пород тунгусикской серии наряду с кварц-хлорит-серицитовыми сланцами широко распространены хлоритоидные разновидности. Особенно характерны они для темно-серых и черных «углистых» сланцев шунтарской свиты, красноцветной пачки (около 150 м), залегающей в основании потоскуйской свиты, и для средней и верхней частей киргитейской свиты (Ю. Н. Елхов и Т. И. Киселева, 1958 г., [200]). Судя по шлифам, хлоритоидные сланцы встречаются и в других частях разреза тунгусикской серии. Количество хлоритоида в породах весьма различно — от довольно редких рассеянных по породе призматических кристаллов до 40—50% общей массы породы (см. рис. 33).

В составе нижнеангарской свиты осянковой серии глинистые породы представлены аргиллитами разнообразной окраски (темно-серой, серой, зеленовато-серой, зеленой, желтой, фиолетовой), отличаются линзовидным, реже пластовым залеганием, смешанным гранулометрическим составом и быстрыми переходами в алевролиты, песчаники и конгломераты, наличием в них трещин усыхания и знаков ряби [200]. Развита аргиллиты ниже, внутри и над рудоносной толщей. Сложены они гидрослюдами (серицит), хлоритами, хлоритоидом, окислами железа (гематит, гидрогематит и др.). Количество хлоритоида переменное, в подрудной пачке оно достигает 30—50% общей массы породы. Н. И. Юдин [200] отмечает также присутствие в некоторых разновидностях сланцев минералов из группы пирофиллита и каолинита. С. Цакулова и другие (1967 г.) указывают пирофиллит и в сланцах потоскуйской и киргитейской свит.

Данные по химическому составу верхнепротерозойских терригенных отложений Ангаро-Питского синклинория весьма неравноценны для различных стратиграфических подразделений. Для сланцев потоскуйской, киргитейской и нижнеангарской свит имеется большое количество неполных химических анализов (табл. 11). Для двух последних свит есть довольно много и более полных анализов как по сланцам, так и по песчаникам. Хуже охарактеризован химический состав пород сухопитской серии (табл. 12). К сожалению, почти все химические анализы

ТАБЛИЦА 11

Химический состав (вес. %) сланцев потосуйской, киргитейской и нижеангарской свит (по данным С. Цакуловой, А. Борисовой и Э. Ситниковой, 1967 г.)

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п.	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Потосуйская свита (красногорская толща)						
1*	41,72—55,20	21,42—29,92	5,20—23,2	0,99—2,12	5,28—8,22	—
2	51,60—64,58	18,36—26,18	1,00—14,80	1,05—1,47	3,94—5,62	—
3	32,14—61,24	20,06—29,92	2,80—33,80	0,95—1,50	4,36—6,04	—
4	55,21—58,25	22,56—28,10	3,30—10,00	1,36—1,46	4,20—5,80	—
5	36,40—57,73	22,70—32,75	9,10—14,75	1,44—2,02	3,36—9,65	—
6	39,00—65,12	18,75—29,50	1,91—32,21	1,80—2,05	6,82—9,85	—
7	37,68	30,94	14,65	1,63	8,70	0,82
8	47,54	34,93	1,27	2,40	5,80	0,73
Киргитейская свита						
9	53,06—59,60	30,60—34,00	2,00—6,00	1,34—1,65	5,16—6,26	—
10	48,48—57,00	23,41—30,73	1,54—11,63	1,20—1,30	4,19—7,92	—
11	51,46	31,14	0,95	0,90	—	0,61
12	44,48	30,73	1,54	1,20	—	0,70
Нижеангарская свита						
13	51,12—60,68	19,16—24,54	6,36—20,37	0,20—0,90	0,15—0,35	—
14	34,22—67,50	22,53—32,35	0,08—16,42	0,70—1,59	0,03—0,56	—

* Сланцы: 1 — хлорит-пиррофиллитовые из скалы «Полати» по р. Каменке, 2 — розоватые хлорит-пиррофиллит-хлоритовидные и пиррофиллит-каолинитовые из обнажения «Красная Горка» по р. Каменке, 3 — красные ожелезненные хлоритовидные из обнажения р. Аладьинской шиверы на р. Ангаре, 4, 5 — Киргитейское месторождение бокситов (4 — красноцветные, 5 — слоистые глинистые сланцы), 6 — красноцветные глинистые из Порожинского месторождения, 7, 8 — глинистые из Верхотуровского месторождения бокситов, 9—12 — пиррофиллитовые, 13 — из межрудных пластов, 14 — подрудной толщи.

валовых проб производились без определения калия и натрия. Это сильно затрудняет восстановление первичного минерального состава исходных отложений и делает по существу невозможным изображение таких анализов на треугольных диаграммах.

Глинистые сланцы горбилкокской, удерейской и погорюйской свит характеризуются сравнительно низким (17—20%) содержанием глинозема и значительным количеством щелочей и щелочных земель. Кремневый модуль в этих породах имеет очень небольшие значения (0,27—0,34), а отношения суммы щелочных земель и щелочей к глинозему, наоборот, весьма высокие (от 0,27 до 0,49), приближающиеся к значениям этого отношения в глинах монтмориллонитового и гидрослюдистого состава. На

треугольной диаграмме (рис. 29) точки состава рассматриваемых сланцев также располагаются внутри эталонного поля гидрослюдистых глин, но в нижней его части, близкой к полю монтмориллонитовых глин. Учитывая, однако, высокие значения отношений $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$ в сланцах, можно полагать, что в исходных глинистых отложениях преобладали гидрослюды, вероятно даже гидромусковитового ряда. Минералы монтмориллонитовой группы находились в подчиненном количестве. На присутствие указывает повышенное содержание в сланцах окиси натрия (см. табл. 12).

Глинистые отложения потоскуйской, киргитейской и нижнеангарской свит отличаются от сланцев сухопитской серии значительно более высоким содержанием глинозема, количество которого во многих случаях превышает 30%, а кремневый модуль имеет значения до 0,61—0,82, т. е. те же, что и у каолинитовых глин (см. табл. 3). К сожалению, мало данных по содержанию щелочей и щелочных земель в этих сланцах. В некоторых фракциях $<0,001$ мм, выделенных из аргиллитов киргитейской и нижнеангарской свит, содержится значительное количество калия (иногда и натрия). На треугольной диаграмме САК часть точек состава этих фракций располагается в поле каолинитовых глин, а часть тяготеет к полю глин гидрослюдистых (см. рис. 29). Такие же колебания можно отметить по отношению суммы щелочей и щелочных земель к глинозему и $K_2O : Al_2O_3$ (см. табл. 12). Судить по химическому составу только фракции $<0,001$ мм об истинном соотношении минералов каолинитовой и гидрослюдистой групп в глинистых отложениях нижнеангарской и киргитейской свит трудно, но, вероятнее всего, эти отложения имели смешанный гидрослюдисто-каолинитовый состав с колебаниями от существенно каолинитовых до существенно гидрослюдистых. Для сланцев потоскуйской, киргитейской и нижнеангарской свит характерно повышенное, а иногда весьма высокое содержание окислов железа.

Данных по химическому составу сланцев шунтарской свиты нет, однако, судя по обильному и широкому развитию в них хлоритоида, эти сланцы также должны характеризоваться высоким содержанием глинозема и окислов железа, сравнимым по крайней мере с содержанием этих окислов в глинистых породах потоскуйской и киргитейской свит.

Химический состав песчаных пород определялся только для песчаников нижнеангарской свиты. Несмотря на чисто кварцевый состав обломочного материала, песчаники характеризуются в среднем невысоким содержанием кремнезема (72—83%). Это объясняется значительной примесью в породах глинистого материала и окислов железа. Содержание последних нередко превышает 30%. В более чистых разновидностях песчаников содержание кремнезема поднимается до 90—95%, хотя окислы железа и здесь составляют 4—7% общей массы породы.

ТАБЛИЦА 12

Химический состав (вес. %) верхнепротерозойских терригенных отложений

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Сланцы											
1*	59,95	1,12	19,15	4,65	4,35	0,09	1,90	0,52	1,36	3,57	—
2	60,79	1,05	17,54	2,81	5,50	0,16	2,18	0,81	1,59	3,83	—
3	55,74	1,17	19,65	3,55	8,74	0,07	1,94	0,26	0,47	2,57	—
4	58,29	1,30	19,84	3,10	5,13	0,03	1,70	0,52	1,37	3,53	—
5	57,75	1,02	19,88	2,08	7,26	0,10	2,52	0,65	1,37	3,10	—
6	59,09	1,24	19,96	4,54	3,72	0,05	1,52	0,42	1,07	3,80	—
7	59,40	1,18	19,57	4,68	4,40	0,07	1,35	0,37	1,32	3,10	—
8	62,50	1,13	17,16	2,81	4,21	0,06	2,13	1,18	1,50	3,65	—
9	55,53	1,47	23,06	3,31	7,45	0,04	0,83	0,52	0,20	1,79	—
10	57,65	1,16	26,29	4,82	2,54	0,02	0,26	0,28	—	—	5,85
11	56,92	0,64	21,61	12,72	4,01	0,07	0,27	0,21	—	—	—
12	61,99	1,20	21,15	6,41	3,14	0,02	0,10	0,39	—	—	—
13	66,44	0,99	18,93	4,45	2,11	0,02	0,10	0,30	—	—	—
Сланцы (фракция)											
14	48,48	1,20	30,73	1,54	1,20	—	0,56	0,94	3,32	4,79	4,42
15	51,46	0,90	31,14	0,95	0,98	—	0,26	0,14	1,08	5,64	4,22
16	56,54	1,60	31,04	0,30	0,92	—	0,07	0,18	Не обн.	0,04	7,29
17	51,42	1,00	27,07	9,81	0,72	—	0,04	0,20	"	0,02	7,28
18	54,22	1,50	32,35	0,08	1,08	—	0,43	0,03	0,92	2,61	5,05
19	52,24	1,20	32,02	0,64	0,86	—	0,65	0,72	1,30	2,63	6,16
Песча											
20	78,46	0,27	4,60	6,92	6,82	0,04	0,09	0,24	—	—	—
21	82,75	0,52	8,73	1,39	2,73	0,01	0,54	0,18	—	—	—

* Анализы 1—9 приведены по материалам Ю. Н. Елхова и Т. И. Киселевой (1958 г.), свита, 3—7 — удерейская свита, 8 — погоройская свита, 9 — киргитейская свита, 10 — аргил толщи (5 анализов), 12 — межрудных пластов (5 анализов), 13 — кровли рудоносного гори 17—19 — аргилитов нижнеангарской свиты; 20 — песчаники межрудных пластов Нижне-месторождения (3 анализа).

Ангаро-Питского синклиория

H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. ш.-з.	$\frac{\Sigma \text{ ш. и ш.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
------------------	--------	-------------------------------	-------	-------------------------	-------------------------	-----------------------	---------------	---	--------------------	------------------------

(валовые анализы)

—	3,50	0,09	100,25	0,319	0,058	0,931	7,35	0,33	1,88	0,19
—	3,53	0,08	99,87	0,289	0,060	1,957	8,21	0,48	1,78	0,22
—	5,61	0,12	99,89	0,370	0,060	2,462	5,24	0,27	1,32	0,13
—	4,82	0,11	99,74	0,340	0,065	1,655	7,12	0,36	2,08	0,18
—	4,68	0,06	100,47	0,344	0,051	3,490	7,64	0,38	1,23	0,16
—	4,50	0,05	99,96	0,338	0,062	0,819	6,81	0,34	2,50	0,19
—	4,77	0,06	100,27	0,329	0,060	0,940	6,14	0,31	2,30	0,16
—	3,97	0,10	100,30	0,275	0,066	0,498	8,46	0,49	1,71	0,21
—	5,59	0,09	99,88	0,415	0,064	2,251	3,34	0,14	2,16	0,08
0,47	—	0,03	99,37	0,456	0,044	0,527	—	—	—	—
—	3,80	0,09	100,34	0,380	0,030	0,315	—	—	—	—
0,23	4,84	0,06	99,53	0,341	0,057	0,490	—	—	—	—
0,41	4,23	0,04	98,02	0,285	0,052	0,476	—	—	—	—

<0,001 мм)

1,44	—	—	98,62	0,634	0,039	0,779	9,61	0,31	8,55	0,16
1,12	—	—	97,89	0,605	0,029	1,031	7,12	0,23	21,69	0,18
0,62	—	—	98,60	0,549	0,051	3,067	0,29	0,01	0,57	<0,01
0,80	—	—	98,36	0,526	0,037	0,073	0,26	0,01	0,50	<0,01
0,48	—	—	98,75	0,597	0,046	13,500	3,99	0,12	6,07	0,08
0,70	—	—	99,12	0,615	0,037	1,344	5,30	0,17	4,05	0,08

НИКИ

0,25	2,06	0,04	99,79	0,059	0,059	0,985	—	—	—	—
—	2,23	—	99,08	0,105	0,059	1,964	—	—	—	—

10—21 — приведены или подсчитаны по данным Н. И. Юдина [200]. 1—2 — горбилочская лита киргитской свиты (9 анализов); аргиллиты нижнеангарской свиты: 11 — подрудной зонта (5 анализов); фракции > 0,001 мм: 14—16 — аргиллитов киргитской свиты, ангарского месторождения (14 анализов); 21 — песчаники подрудной толщи Ишимбинского

Из характеристики верхнепротерозойских отложений Ангаро-Питского синклинория видно, что они слагают ряд тесно взаимосвязанных и сменяющих друг друга в разрезе и на площади песчано-алевритово-глинистых и карбонатных формаций. Вероятно, наиболее мощные и однородные пачки и толщи кварцевых песчаников, залегающие среди терригенных отложений, следует

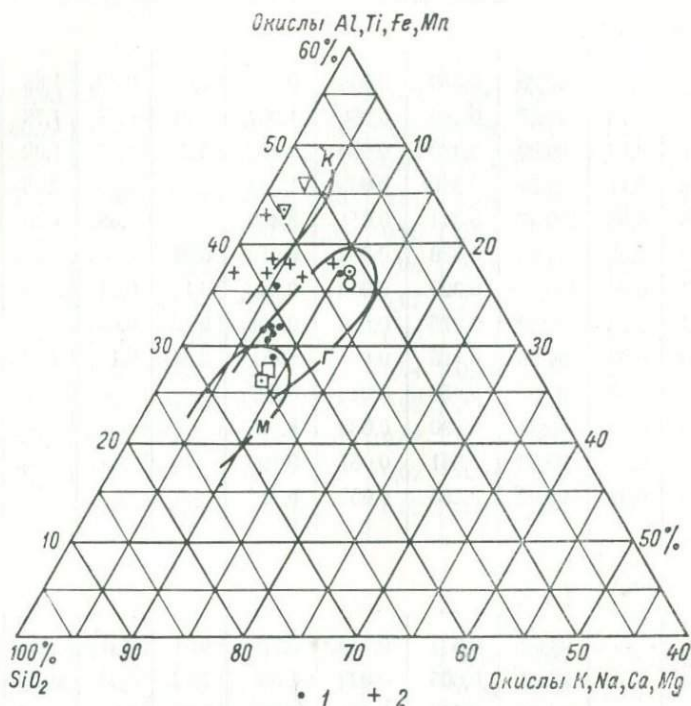


Рис. 29. Диаграмма САК общего химического состава глинистых отложений сухопитской серии, киргитейской и нижнеангарской свит.

1 — сухопитская серия; 2 — киргитейская и нижнеангарская свиты. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

также выделять в самостоятельные обломочно-кварцевые формации. В таком случае мы будем иметь в разрезе верхнепротерозойских отложений сочетание трех типов формаций: карбонатных, песчано-глинистых и обломочно-кварцевых.

Карбонатные формации по литолого-фациальным особенностям весьма близки к платформенным карбонатным формациям, выделяемым Л. Б. Рухиным [157]. Обломочно-кварцевые формации по существу совершенно аналогичны кварцево-песчаным формациям Л. Б. Рухина, накапливавшимся в прибрежной части морских бассейнов. Песчано-глинистые формации по исходному минеральному составу глинистых отложений, вероятно,

могут быть подразделены на две подгруппы. Формации (а возможно, одна крупная песчано-глинистая формация, за исключением верхов погорюйской свиты), слагающие сухопитскую серию, характеризовались монтмориллонит-гидроглинистым составом исходных глинистых отложений и кварцевым составом обломочных. В этом отношении, а также и по ряду других признаков рассматриваемые формации (или формация) близки к песчано-глинистым, иногда песчано-карбонатно-глинистым формациям платформенных или субплатформенных морских бассейнов, для которых как раз и характерно тесное сочетание и взаимозамещение карбонатных, кварцевых, песчаных и песчано-глинистых формаций. Другая подгруппа песчано-глинистых формаций, слагающих тунгусикскую и ослянскую серии, отличается от первой существенно каолинит-гидроглинистым составом исходных глинистых отложений и присутствием среди них высокоглиноземистых и высокожелезистых пород. Существенную роль в составе этих формаций играют красноцветные отложения, а в породах нередко отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, косая слоистость. Весь этот комплекс признаков сближает вторую подгруппу песчано-глинистых формаций синклинория (особенно формацию, слагающую нижнеангарскую свиту) с высокоглиноземистыми формациями докембрия других районов, в частности Байкальской горной области.

В настоящее время нет достоверных данных о количественном соотношении высокоглиноземистых и обычных глинистых пород в формациях второй подгруппы. В связи с этим неясен и вопрос, можно ли отнести данные формации в целом к категории высокоглиноземистых. Однако даже сейчас совершенно очевидно, что эти формации и по составу и по условиям образования занимают по крайней мере промежуточное положение между континентальными высокоглиноземистыми формациями типа пурпольской и анайской и морскими песчано-глинистыми формациями с обычным содержанием глинозема и других порообразующих элементов.

Г. И. Кириченко [94], рассматривая вопрос об условиях образования верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа, относит осадочные образования Восточно-Енисейской структурно-фациальной зоны, включающей Ангаро-Питский синклинорий, к миогеосинклинальным, отлагавшимся в краевой приплатформенной части геосинклинальной области. Вместе с тем он отмечает, что эта зона примерно с начала формирования тунгусикской серии характеризовалась наличием признаков субплатформенных условий развития, более ярко проявившихся к концу позднего докембрия. С этим высказыванием вполне можно согласиться; литолого-фациальные особенности отложений тунгусикской и ослянской (а в общем и сухопитской) серий весьма близки к особенностям типично платформенных отложений. Терригенно-карбонатные толщи Ангаро-Питского

синклинория отличаются лишь значительно большими мощностями, чем у типично платформенных образований.

Накопление верхнепротерозойских отложений происходило большей частью, по-видимому, в условиях морского бассейна, на что указывает как широкое развитие карбонатных и карбонатно-терригенных пород, так и структурно-текстурные особенности отложений. Однако похоже, что вверх по разрезу фации открытого моря сменяются все более прибрежными. В особенности это относится к отложениям нижнеангарской свиты, которые с размывом залегают на подстилающих породах и отличаются резкой фациальной изменчивостью и по разрезу, и по площади. Н. И. Юдин [200] считает даже, что нижняя часть этой свиты накапливалась в прибрежно-дельтовых условиях. Береговая линия в раннеангарское время располагалась, по его мнению, к востоку от Ангаро-Питского синклинория и в западном направлении прибрежно-дельтовые отложения сменялись отложениями более открытого моря.

Фациальный и вещественный состав терригенных отложений тунгусикской и осянской серий указывает на то, что накопление их происходило на фоне слабых тектонических движений и широкого развития процессов химического выветривания в области сноса. Первичный каолинит-гидрослюдистый состав глинистых отложений этих серий с различным количественным соотношением каолинита и гидрослюд может объясняться, как это уже отмечалось для джалагунской свиты Патомского нагорья, не только особенностями выветривания в области сноса, но и спецификой палеогеографической обстановки переноса и накопления осадочного материала. Крупные частицы каолинита будут осаждаться ближе к области размыва и в самой прибрежной зоне морского бассейна, а тонкий каолинитовый и гидрослюдистый материал будет выноситься в более открытые участки моря.

ГЛАВА 7

ЮЖНЫЙ УРАЛ

На западном склоне Южного Урала (Башкирский антиклинорий) и в северной части хр. Уралтау среди метаморфизованных отложений юрматинской серии верхнего протерозоя давно известны хлоритовидные и слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы [28, 29, 84]. В разрезе они тесно ассоциируют с кварцевыми песчаниками или кварцитами. Сланцы содержат повышенное, а иногда значительное количество глинозема, в связи с чем формационный облик этих отложений и их положение в разрезе докембрийских толщ представляют несомненный интерес.

Специального литолого-геохимического и формационного изучения метаморфизованных толщ, содержащих высокоглинозе-

мистые минералы, в пределах указанной территории не проводилось. В литературе имеются лишь общие сведения о них, полученные в основном при геологосъемочных работах. В связи с этим в 1969 г. автором были проведены тематические исследования в районах, расположенных около г. Златоуста и оз. Зюраткуль, для выяснения литолого-формационных особенностей отложений таганайской, уреньгинской и зигальгинской свит и взаимоотношений их с подстилающими образованиями. В последнее время довольно детальное изучение петрографического и отчасти химического состава пород юрматинской серии было проведено А. Ф. Ротарем, З. М. Ротарь и А. А. Пацковой (1971 г.) для центральной части Башкирского антиклинория.

Отложения юрматинской серии широко распространены в осевой и восточной частях Башкирского антиклинория. Более метаморфизованные породы серии развиты также в северной части хр. Уралтау. В геологическом строении этой территории участвуют в основном осадочные и осадочно-вулканогенные образования верхнего протерозоя и отчасти палеозойские отложения, развитые по окраинам Башкирского антиклинория, а также в Тирляном и Верхнеаршинском районах. Верхнепротерозойские (или рифейские) отложения обычно расчленяются на бурзянскую, юрматинскую, каратаускую и ашинскую серии [4, 30].

В составе юрматинской серии М. И. Гарань [30] и другие уральские геологи выделяют четыре свиты: машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую (рис. 30). Машакская свита в Башкирском антиклинории представлена «углисто»-глинистыми и песчано-алевритисто-глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками, кислыми и основными эффузивами и их туфами мощностью 1500—2000 м.

Зигальгинская свита залегает как на породах машакской свиты, так и непосредственно на отложениях бурзянской серии и сложена кварцитами и кварцито-песчаниками и переслаивающимися с ними черными «углисто»-глинистыми сланцами, переходящими в филлиты. Мощность свиты с запада на восток изменяется от 50—180 до 1000—1100 м. По строению разреза свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя представлена кварцитами и кварцитовидными песчаниками, местами с мало-мощными прослоями черных графитизированных и зеленовато-серых глинистых сланцев и филлитов. В основании ее в западных разрезах встречаются горизонты конгломератов. Мощность подсвиты изменяется от 50—120 в западных до 100—300 м в восточных разрезах. Средняя подсвита сложена преимущественно темными «углисто»-глинистыми и хлорит-серицит-кварцевыми филлитовидными сланцами с подчиненными прослоями алевритов, кварцитовидных песчаников и кварцитов. В восточных разрезах в связи с усилением метаморфизма пород появляются черные графитизированные хлоритоидные сланцы. В этих разрезах мощность подсвиты 100—250 м, к западу, по мнению

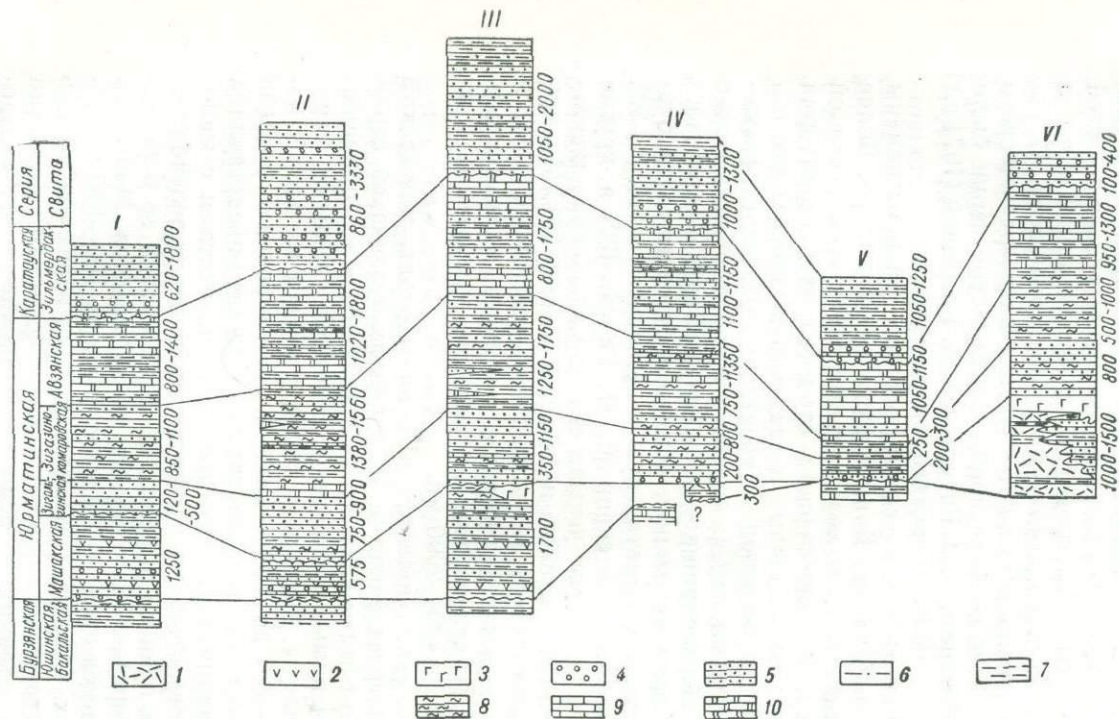


Рис. 30. Литолого-стратиграфические колонки отложений юрматинской серии Башкирского антиклинория и северной части хр. Уралау.

I — Зигазино-Авзянский район (по Г. Б. Яковлеву, Н. Ф. Решетникову, 1962 г.); II — Малоинзерский район (по Г. Б. Яковлеву, 1959 г.); III — Ямантау-Тирлянский район (по А. И. Иванову, 1958 г.); IV — Бакальский район (по М. И. Гараню, А. П. Тяжевой, 1962 г.); V — район г. Златоуста, центральная зона (по М. И. Гараню, 1962 г.); VI — район г. Златоуста, восточная зона (по М. И. Гараню, 1962 г.).

1 — альбитофиры; 2 — основные метаэффузивы; 3 — амфиболиты; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — алевриты; 7 — филлиты, слюдисто-хлоритовые сланцы; 8 — хлоритоидные, гранат-ставролитовые и кварцево-слюдистые сланцы; 9 — известняки; 10 — доломиты.

М. И. Гараня, подсвита выклинивается, хотя более вероятно замещение ее обломочными породами. Верхняя подсвита имеет тот же состав, что и нижняя, а мощность ее изменяется в восточном направлении от 40—60 до 350 м.

Зигазино-комаровская свита залегает на зигальгинской согласно и сложена разнообразными филлитовидными сланцами, пересланяющимися с алевролитами, кварцитами и полевошпатово-кварцевыми песчаниками и кварцитами, которым подчинены прослой карбонатных и терригенно-карбонатных пород доломитового ряда. По соотношению различных типов пород в разрезе свита расчленяется на серегинскую, амбарскую и туканскую подсвиты. В основании первой есть прослой сидерита, а к последней в Зигазино-Комаровском районе приурочены главные месторождения бурых железняков. В восточных разрезах Башкирского антиклинория, в зоне более высокого метаморфизма, среди сланцев распространены хлоритоидные разновидности. Общая мощность зигазино-комаровской свиты составляет от 650—700 до 1500 м.

Авзянская свита отличается от зигазино-комаровской значительно большим развитием карбонатных пород, представленных в основном доломитами, в меньшей мере известняками. В западной части антиклинория в разрезе свиты наблюдается чередование карбонатных и терригенных толщ и свита расчленяется здесь на пять подсвит. Общая мощность авзянской свиты изменяется от 1050—1800 в северо-западной части Башкирского антиклинория до 900—1000 м в Тирлянском районе.

В северной части хр. Уралтау, в бассейне р. Ай и к северо-востоку от г. Златоуста, М. И. Гарань [28—30] выделил среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований ряд свит, являющихся, по его данным, стратиграфическими аналогами машакской и вышележащих свит Башкирского антиклинория. В основании разреза залегает мощная толща метаморфизованных основных и кислых вулканитов, представленных амфиболитами, амфиболовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами, альбитофирами и порфироидами с подчиненным количеством слюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов, иногда конгломератов, названная кувашкой свитой. Мощность ее изменяется от 1000—1500 до 2000 м и более. Кувашская свита перекрывается таганайской, сложенной слюдяными кварцитами, слюдяными, слюдяно-гранатовыми, слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами и графитистыми филлитами. В нижней части свиты наблюдается чередование кварцитовых и сланцевых толщ мощностью до 80—150 м, в верхней части развиты в основном кварциты с резко подчиненным количеством сланцев. Общая мощность свиты достигает 800—1000 м. Выше по разрезу залегает уреньская свита, сложенная в нижней части графитизированными филлитами, хлоритоидными, слюдяными, слюдяно-ставролит-гранатовыми и силлиманит-слюдяными сланцами с подчинен-

ным количеством кварцитов. В верхней части эти породы переслаиваются с доломитовыми мраморами и доломитами, среди которых встречаются залежи кристаллического магнетита. Мощность свиты оценивается от 950—1300 до 2000 м и более. Венчает разрез уйташская свита кварцитов, слюдяно-кварцевых сланцев, метаморфизованных аркозовых песчаников с прослоями конгломератов мощностью не менее 500 м. Кувашскую свиту М. И. Гарань сопоставляет с машакской, таганайскую — с зигальгинской, уреньгинскую — с зигазино-комаровской и авзянской свитами юрматинской серии, а уйташскую — с зильмердакской свитой каратауской серии.

Все исследователи Южного Урала единодушно считают, что отложения каратауской серии залегают на юрматинской несогласно, с размывом, а местами и с угловым несогласием [4, 28, 29, 162 и др.]. Взгляды же на взаимоотношения юрматинской серии с более древними образованиями значительно расходятся. Часть исследователей полагает, что зигальгинская свита залегают несогласно не только на бакальской свите бурзянской серии, но и на осадочно-вулканогенных породах машакской свиты и на этом основании выделяет последнюю в самостоятельную серию [4, 162]. Л. И. Салоп [162] считает даже, что отложения бурзянской серии и машакской свиты вообще следует относить не к верхнему, а к среднему протерозою, сопоставляя их с карельским комплексом Балтийского щита. М. И. Гарань [29, 30] также указывает, что в западной части Башкирского антиклинория зигальгинская свита с угловым несогласием перекрывает бакальскую, но в восточной его части и в хр. Уралтау эта свита, по мнению М. И. Гараня, залегают согласно с отложениями машакской свиты. К такому выводу он приходит на основе изучения взаимоотношений между таганайской и кувашской свитами в Златоустовском районе, где, по его данным, в хр. Назямский (горы Татарка и Паленая) кварциты таганайской свиты согласно залегают на амфиболитах и амфиболовых сланцах кувашской.

Проведенные нами в 1969 г. тематические исследования в окрестностях г. Златоуста и на его территории приводят к иной, чем у М. И. Гараня, трактовке взаимоотношений между таганайской и кувашской свитами [57]. В районе хр. Назямский и непосредственно на горе Паленая азимут и углы падения пластов в обеих свитах весьма близки, и действительно создается впечатление, что свиты залегают согласно. Однако непосредственный контакт между ними в данном районе нигде не наблюдается, так как вдоль контакта проходит узкая (15—20 м), но повсеместно задернованная и засыпанная элювием ложбина, по одну сторону которой обнажаются темно-зеленые амфиболиты и амфиболовые сланцы, а по другую — светлые кварциты таганайской свиты. Непосредственный контакт кувашской и таганайской свит был обнаружен нами в самом г. Златоусте, на

юго-восточном склоне высоты 572,6 м, расположенной в крупном петлеобразном изгибе р. Ай на ее левобережье. В склон высоты врезан вытянутый старый карьер, в юго-западном конце которого обнажаются самые верхние горизонты кувашской и низы таганайской свит. Разрез в зоне контакта показан на рис. 31.

В 12—15 м от контакта в делювиальных глыбах на склоне, а затем и в коренных выступах обнажаются темно-зеленые амфиболовые гнейсы и сланцы, сложенные роговой обманкой (60—65%), олигоклазом и кварцем (30—35%), эпидотом и рудным минералом. Ближе к контакту амфиболовые сланцы сменяются амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми разновидно-

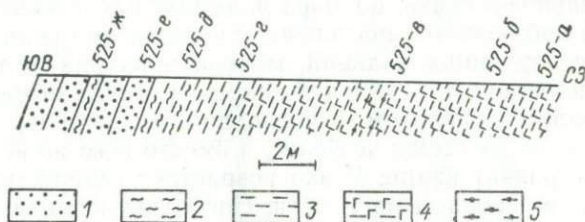


Рис. 31. Разрез через приконтактовую зону кувашской и таганайской свит в районе г. Златоуста.

1 — кварциты таганайской свиты; 2 — мусковитовые сланцы; 3 — мусковит-биотитовые сланцы; 4 — амфиболовые гнейсы и сланцы кувашской свиты; 5 — эпидот-кварцевые породы (над разрезом указаны номера проб, взятые на химический анализ, см. табл. 13).

стями, в которых красно-бурый биотит слагает до 30—50% общей массы породы, а амфибол лишь слегка преобладает над биотитом или находится уже в подчиненном количестве. В сланцах постепенно исчезает олигоклаз и увеличивается количество кварца. В направлении к контакту породы становятся все более сланцеватыми. В 8 м от него гнейсовидность и сланцеватость в породах падает на юго-восток 141° , $\angle 76^\circ$. В 3—4 м от контакта амфибол в сланцах полностью исчезает, а наряду с биотитом появляется мусковит, составляющий до 10—15% общей массы. Падение сланцеватости в данной точке юго-восточное (110° , $\angle 68^\circ$). Ближе к контакту количество биотита в породах сильно уменьшается, а содержание мусковита возрастает, и в 1 м от контакта последний уже преобладает над биотитом. Непосредственно у контакта биотит не коричневый, а грязного буровато-зеленого цвета. В этих сланцах отмечается большое количество кварца, слагающего тонкие линзовидные прослоечки, которые чередуются с прослойками существенно мусковитового состава. В сланцах увеличивается также количество рудного минерала (магнетит).

На рассланцованные породы налегает массивный пласт мощностью около 2,5—3 м светлых кварцитов с большим

количеством рудных минералов. Кварциты прослеживаются и выше по разрезу. Иногда среди них отмечаются тонкие прослои светлых кварц-мусковитовых сланцев с высоким содержанием магнетита, ильменита и циркона. Кварциты также сильно обогащены акцессорными минералами, представленными цирконом, турмалином, ильменитом и магнетитом (табл. III, рис. 4). Пачка светлых кварцитов с прослоями мусковитовых сланцев, несомненно, представляет собой самые базальные слои таганайской свиты. Падение пластов в этой пачке ЮВ 125° , $\angle 68^\circ$, т. е. очень близкое к падению плоскостей сланцеватости в подстилающих сланцах кувашской свиты.

В приведенном разрезе обращает на себя внимание, что в породах кувашской свиты по мере приближения к контакту с таганайской наблюдается постепенное уменьшение количества минералов, содержащих кальций, магний и натрий, и увеличение калийсодержащих минералов и кварца. Роговая обманка постепенно сменяется биотитом, а последний, в свою очередь, мусковитом. Олигоклаз также исчезает, а вместо него во все большем количестве развит кварц. Резко возрастает содержание рудных минералов, в основном магнетита. Поскольку все перечисленные выше минералы характеризуют одну и ту же фацию метаморфизма и возникли явно одновременно, то совершенно очевидно, что описанная последовательность смены одних метаморфических минералов другими вверх по разрезу обусловлена изменением химического состава пород кувашской свиты, имевшим место еще до ее метаморфизма.

Для изучения этих изменений по профилю вкрест простираения контакта была отобрана серия проб на химический анализ, результаты которого приведены в табл. 13. Данные химических анализов хорошо согласуются с петрографическим составом пород. Вверх по профилю в породах кувашской свиты резко уменьшается содержание кальция, натрия, магния, содержание калия и глинозема, наоборот, возрастает. Содержание кремнезема в породах изменчиво, однако значение кремневого модуля вверх по профилю неуклонно возрастает. Значение отношений кальция к магнию и натрия к калию резко уменьшается, что свидетельствует о преимущественном обеднении пород в направлении контакта с таганайской свитой кальцием и натрием. Направленность в изменении этих и других отношений нарушается лишь у самого контакта пород кувашской свиты с кварцитами таганайской свиты, где сланцы сильно обогащены кварцем (анализ 6 в табл. 13) и в кварц-мусковитовых сланцах, залегающих среди кварцитов (анализ 7). Характерно далее, что вверх по профилю резко увеличивается роль окисного железа, а содержание закисных форм значительно снижается.

Изменения химического состава пород кувашской свиты в направлении контакта с таганайскими кварцитами строго закономерны и по характеру совершенно аналогичны измене-

ТАБЛИЦА 13

Химический состав (вес. %) пород из коры выветривания на биотит-амфиболовых гнейсах кувашской свиты

№ п/п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{\Sigma \text{щ. и щ.-з.}}{Al_2O_3}$
1*	50,82	1,02	12,89	4,85	7,64	0,24	7,50	8,91	3,60	0,35	0,16	1,60	0,10	99,68	0,253	0,079	1,575	1,118	10,286	1,58
2	48,00	1,65	12,26	9,97	4,56	0,24	9,42	4,80	1,80	2,49	0,90	3,80	0,14	100,03	0,255	0,135	0,457	0,596	0,723	1,51
3	48,92	1,24	14,25	7,83	8,38	0,36	5,90	7,27	3,30	0,60	0,24	1,94	0,24	100,47	0,293	0,087	1,072	1,232	5,500	1,20
4	53,42	0,65	17,46	12,20	2,83	0,08	2,05	1,08	0,24	6,36	0,50	2,09	0,09	99,05	0,327	0,037	0,232	0,527	0,038	0,56
5	48,44	1,10	19,05	14,62	3,08	0,05	2,31	0,72	0,24	6,62	0,50	3,00	0,09	99,82	0,393	0,058	0,211	0,312	0,036	0,52
6	53,42	1,10	17,40	12,08	3,08	0,06	2,18	0,72	0,24	6,04	0,40	3,00	0,12	99,84	0,326	0,060	0,250	0,330	0,040	0,52
7	65,88	1,06	15,90	6,30	1,72	0,02	0,70	0,27	0,30	5,00	0,16	2,28	0,07	99,66	0,226	0,067	0,267	0,386	0,060	0,39

* С л а н ц ы: 1 — амфиболовый, 2 — амфибол-биотитовый, 3 — биотит-амфиболовый, 4 — мусковит-биотитовый (3 м ниже контакта с таганайской свитой), 5 — биотит-кварц-мусковитовый (1 м ниже контакта), 6 — биотит-мусковит-кварцевый непосредственно из контакта, 7 — светлый кварц-мусковитовый таганайской свиты (3,5 м выше контакта). На геологическом разрезе через кору выветривания (см. рис. 31) анализам 1—7 отвечают соответственно номера образцов на химический анализ от 525-а до 525-ж.

ниям химического состава пород в профиле кор химического выветривания, например в допурпольской коре выветривания Патомского нагорья, описанной выше. Как уже указывалось, изменения химического состава пород кувашской свиты явно дометаморфические. Весь изложенный материал приводит к выводу, что кварциты таганайской свиты залегают на древней метаморфизованной коре глубокого химического выветривания вулканогенных образований кувашской свиты. Близкие или даже одинаковые элементы залегания пластов в таганайской свите и сланцеватости в метавулканитах кувашской еще не могут служить доказательством согласного залегания этих свит, так как, во-первых, складчатость отложений таганайской свиты может быть унаследованной, а во-вторых, что более вероятно, в зоне контакта с массивными и компетентными кварцитами выветрелые и обогащенные глинистым материалом, а следовательно, более пластичные породы кувашской свиты при складкообразовании неизбежно должны были рассланцовываться согласно с базальной поверхностью кварцитов.

Таким образом, учитывая материалы других исследователей по соотношению зигальгинской и машакской свит и полученные нами данные по взаимоотношению таганайской и кувашской свит, нельзя согласиться с выводом М. И. Гараня о согласном залегании зигальгинской свиты на машакской и с отнесением последней к юрматинской серии. Юрматинский цикл осадконакопления начинается, несомненно, с отложений зигальгинской свиты, залегающей на всех более древних образованиях с большим перерывом.

Из стратиграфического описания юрматинской серии видно, что нижняя часть ее (зигальгинская и таганайская свиты) сложена исключительно терригенными отложениями, а выше наблюдается чередование терригенных и карбонатных пород, причем роль последних вверх по разрезу возрастает.

Карбонатные отложения серии представлены в основном породами доломитового ряда, а известняки занимают подчиненное положение. В верхней части серии встречаются, кроме того, залежи сидерита и магнезита. Пластовые залежи бурых железняков некоторые исследователи также рассматривают как окисленные сидеритовые руды. Карбонатные породы в разрезе связаны с терригенными взаимными переходами и присутствием прослоев терригенных пород в карбонатных и наоборот. В чистых карбонатных породах широко развиты водорослевые образования (строматолиты и онколиты).

Среди терригенных пород по гранулометрическому составу исходных отложений выделяются грубообломочные, песчаные, алевроитовые и глинистые. Грубообломочные породы известны только в зигальгинской свите западных районов Башкирского антиклинория. В основании и нижней части ее среди кварцитов отмечаются прослои конгломератов мощностью от 2—4 до 6—8 м

с галькой кварцитов, кварца и реже сланцев. Размер галек обычно не превышает 5—10 см, хотя иногда встречаются валуны до 30—40 см. Цемент песчаный и песчано-глинистый.

Песчаные породы в составе юрматинской серии развиты весьма широко. В зигальгинской (таганайской) свите они почти единолично слагают нижнюю и верхнюю подсвиты, образуя довольно однородные толщи мощностью в несколько сотен метров. Для зигазино-комаровской и авзянской свит более характерно переслаивание песчаных пород с алевролитами, сланцами и карбонатными отложениями, хотя и здесь они иногда образуют довольно мощные пачки. В западных разрезах рассматриваемые породы представлены песчаниками и кварцито-песчаниками, в восточных — они превращены в кварциты с мозаичными и гранобластовыми структурами.

Песчаные породы зигальгинской свиты отличаются светлой окраской и исключительно кварцевым составом обломочного материала. Количество кварца достигает 95—99% общей массы породы и снижается только за счет примеси глинистого материала в цементе. Для большинства песчаников очень характерно широкое развитие кварцевого регенерационного цемента. Глинистый цемент, как правило, раскристаллизован и в зависимости от степени метаморфизма представлен тонкозернистой кварц-серицитовой массой или (в таганайских кварцитах) более крупными агрегатами и отдельными кристаллами хлорита, хлоритоида или мусковита (табл. III, рис. 5). Иногда в цементе присутствует также «углистый» графитизированный материал, придающий породам более темную окраску. Сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках различны. В шлифах нередко можно видеть разнозернистый обломочный материал с крупными хорошо окатанными зернами и полуокатанными более мелкими. Некоторые горизонты резко обогащены аксессуарными минералами — цирконом, турмалином, ильменитом, рутилом, реже апатитом. Такие породы были встречены в основании таганайской свиты в районе г. Златоуста, а также в верхней ее подсвите в Таганайских горах.

Кварцевые песчаники зигальгинской и кварциты таганайской свит образуют массивные пласты, иногда с грубой плитчатой отдельностью толщиной до 1 м и более. Нередко в песчаниках можно видеть косую слоистость и знаки ряби. В районе оз. Зюраткуль в песчаниках нижней подсвиты наряду с мелкой перекрестной слоистостью наблюдаются крупные ориентированные в одном направлении косые серии явно потокового типа. Мощность их превышает иногда 0,5 м. Здесь же на пластовых поверхностях песчаников в изобилии встречаются знаки ряби и изогнутые подковообразные следы течения (табл. IV, рис. 1). Перекрестная косая слоистость и знаки ряби характерны и для песчаных пород верхней подсвиты. В хр. Нургуш в песчаниках этой подсвиты нами были встречены гигантские знаки ряби,

расстояние между валиками у которых достигает 16—20 см, а высота их 2—3 см (табл. IV, рис. 2). Песчаники и кварциты, как правило, в той или иной мере пиритизированы. При окислении пирита породы, пропитываясь окислами железа, приобретают прихотливую, пятнистую, концентрически-слоистую (кольца Лизеганга) или равномерную окраску в желтоватых, розоватых, красных и красно-бурых тонах. Очень широко такая вторичная окраска развита в таганайских кварцитах к северо-востоку от г. Златоуста и в других районах (известные месторождения авантюрина).

Кварцевые песчаные породы развиты и в составе зигазино-комаровской и авзянской свит, но среди песчаников этих свит известны также полевошпатово-кварцевые и даже аркозовые разновидности, в которых кроме зерен кварца присутствуют обломки полевых шпатов (микроклин, ортоклаз, плагиоклаз) в количестве от 10—15 до 35—40%.

Алевролиты, как правило, образуют прослои среди глинистых сланцев, с которыми они тесно связаны взаимными переходами. Окраска их более темная, чем у песчаников: серая, темно-серая до черной. Черный цвет обусловлен значительной примесью «углистого» или графитового вещества. В средней подсвите зигальгинской свиты обломочные зерна в алевролитах представлены кварцем, а заполняющая более тонкая масса имеет «углисто»-хлорит-серицит-кварцевый состав, аналогичный составу сланцев. Иногда в этих алевролитах видны трещины усыхания. В зигазино-комаровской и авзянской свитах алевролиты нередко содержат значительное количество обломков полевых шпатов и обломочные чешуйки биотита, хлорита, мусковита. В авзянской свите в алевролитах и связанных с ними песчаниках отмечается глауконит. В некоторых участках в алевролитах средней подсвиты зигальгинской свиты устанавливаются трещины усыхания.

Глинистые отложения в юрматинской серии развиты наиболее широко. В западных разрезах они представлены тонкозернистыми слабо раскристаллизованными глинистыми и филлитовидными сланцами, к востоку степень перекристаллизации увеличивается. Для глинистых отложений характерна большей частью темная (серая, темно-серая и черная) окраска, обусловленная значительной примесью тонкораспыленного «углистого» вещества, которое в зонах повышенного метаморфизма концентрируется в мелкие кристаллики графита. Реже встречаются породы зеленовато-серого и зеленого цвета.

В зигальгинской свите глинистые сланцы и филлиты слагают среднюю подсвиту и в виде маломощных пачек и прослоев встречаются среди кварцито-песчаников нижней и верхней подсвит. В составе сланцев главную роль играют кварц, серицит, хлоритоид и «углистое» вещество, в подчиненном количестве присутствует хлорит. Количественные соотношения между указанными компонентами различны, встречаются кварц-серицито-

вые, кварц-хлоритоидные и кварц-серицит-хлоритоидные разновидности. Хлоритоид рассеян по породе в виде мелких кристалликов или образует сноповидные агрегаты в более тонкозернистой кварц-серицитовой массе (табл. IV, рис. 3). Количество его переменное, но может достигать 50—70%. Все глинистые породы в той или иной мере алевроитисты или песчанисты. Иногда в них видны трещины усыхания.

В средней подсвите таганайской свиты в хр. Уралтау глинистые породы превращены в крупнокристаллические сланцы, сложенные кварцем, мусковитом, ставролитом и гранатом, а также мелкими чешуйками графита (табл. IV, рис. 4). На горе Откликной Гребень встречаются кварц-мусковит-хлоритоидные крупнокристаллические сланцы.

В зигазино-комаровской и авзянской свитах глинистые и филлитовидные сланцы по окраске и составу сходны со сланцами зигальгинской свиты, но, судя по описаниям, отличаются более широким развитием хлорита. В алевроито-глинистых разновидностях отмечаются также обломочные зерна полевых шпатов, биотита. В восточных разрезах известны даже альбит-слюдистые сланцы с биотитом. В уреньгинской свите хр. Уралтау широко развиты кристаллические сланцы хлорит-мусковит-кварцевого или биотит-мусковит-кварцевого состава с переменным количеством дистена, ставролита, граната. Последние два минерала очень часто встречаются совместно. В некоторых сланцах наряду с дистеном сохраняется хлоритоид. Характерно также присутствие минералов из группы эпидот-цоизита, а местами — карбонатов.

Данные о химическом составе пород юрматинской серии весьма скудны (табл. 14). Тем не менее даже они позволяют сделать некоторые выводы об особенностях химического состава терригенных отложений по крайней мере зигальгинской и таганайской свит. Сланцы зигальгинской свиты характеризуются невысоким содержанием глинозема (18—20%). В сланцах таганайской свиты оно выше и достигает 24,8—25,6%. Однако и в тех и в других породах отмечаются повышенные содержания кремнезема, что указывает на примесь песчано-алевроитового кварцевого материала в исходных глинах. В связи с этим значения кремневого модуля в породах небольшие, но в сланцах таганайской свиты они достигают 0,443—0,449. Обращает внимание невысокое суммарное содержание щелочей и щелочных земель в сланцах, в особенности натрия и кальция, а калий значительно преобладает над магнием, что свидетельствует о достаточно большой химической зрелости исходного глинистого материала. Отношение суммы щелочных земель и щелочей к глинозему в сланцах таганайской свиты меньше 0,20, т. е. весьма близко к этому отношению в гидрослюдисто-каолинитовых глинах. В слабо метаморфизованных сланцах зигальгинской свиты оно несколько выше (0,23—0,33) и занимает

промежуточное положение между значениями этого отношения у каолиновых и гидрослюдистых глин. На то, что это были гидрослюды, а не монтмориллонит, указывают большие значения отношений $K_2O : MgO$ и отчасти $K_2O : Al_2O_3$.

На треугольной диаграмме SAK большая часть точек, отвечающих отдельным анализам, располагается между эталонными

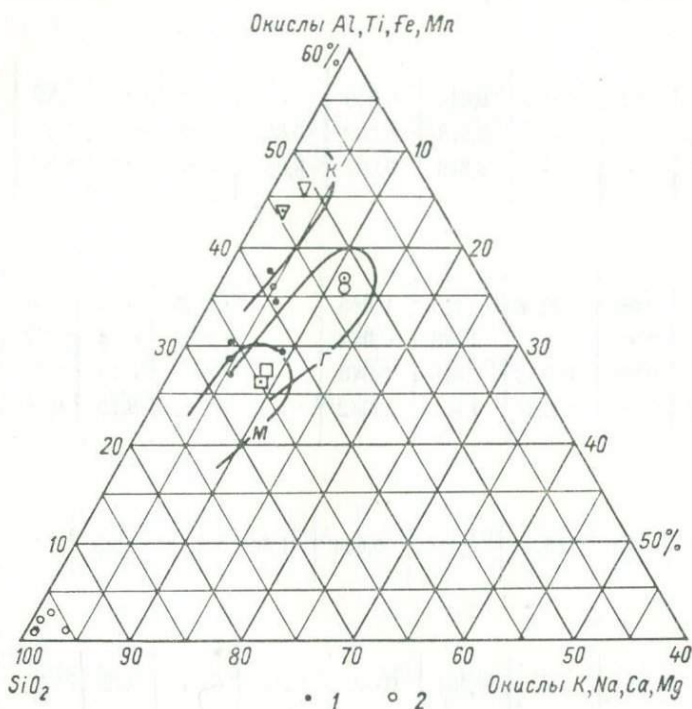


Рис. 32. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых и песчаных отложений зигальгинской и таганайской свит.

1 — глинистые породы; 2 — кварцито-песчаники. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

полями каолиновых и гидрослюдистых глин, а отдельные точки попадают и внутрь этих полей (рис. 32). Все точки располагаются, кроме того, значительно ниже точек эталонного состава минералов и фракций глин $<0,001$ мм каолиновой и гидрослюдистой групп, свидетельствуя о значительной песчаности исходных глин. Таким образом, особенности состава глинистых отложений зигальгинской и таганайской свит приводят к выводу, что часть их представляла первоначально песчано-алевритистые существенно каолиновые глины с примесью гидрослюда (таганайская свита), а другая часть имела смешанный каолинит-гидрослюдистый состав (зигальгинская свита).

Кварцито-песчаники и кварциты обеих свит, как видно из табл. 14, отличаются очень высоким содержанием кремнезема, достигающим 97—98%.

Для глинистых отложений более высоких горизонтов юрматинской серии имеется только по одному химическому анализу сланцев из зигазино-комаровской и уреньгинской свиты (см. табл. 14). Эти породы по составу близки глинистым отложениям зигальгинской свиты. Сланец из уреньгинской свиты содержит, кроме того, примесь карбонатного (доломитового) материала, на что указывает повышенное содержание CaO и MgO .

Как видно из приведенной характеристики, зигальгинская и таганайская свиты, залегающие в основании юрматинской серии, сложены тремя формациями. Нижняя и верхняя их подсвиты представляют собой типичные обломочно-кварцевые формации, состоящие из весьма чистых, в основном песчаных кварцевых пород с подчиненным количеством глинистых, а иногда грубообломочных отложений. Средние подсвиты сложены главным образом глинистыми отложениями с повышенным или высоким содержанием глинозема. О количестве высокоглиноземистых пород в их составе судить пока трудно из-за недостаточного количества химико-аналитических данных. Однако, судя по петрографическому составу глинистых и кристаллических сланцев, содержащих в основном только кварц и высокоглиноземистые минералы, количество высокоглиноземистых пород в составе средних подсвит должно быть значительным. Показательно и залегание толщ сланцев среди мономинеральных кварцевых пород. Учитывая эти обстоятельства, существенно сланцевые толщи зигальгинской и особенно таганайской свит можно отнести к высокоглиноземистым формациям гидрослюдисто-каолинитового состава.

Зигазино-комаровская и авзянская свиты юрматинской серии представляют собой чередование карбонатных и песчано-глинистых формаций. Возможно, наиболее мощные пачки песчаников следует выделить в самостоятельные песчаные формации. Химический состав песчано-глинистых формаций пока недостаточно ясен. Скорее всего, эти формации будут занимать промежуточное положение между типичными высокоглиноземистыми и обычными песчано-глинистыми. Рассматриваемые формации имеют явно морское или прибрежно-морское происхождение, о чем говорят литолого-фациальные особенности терригенных пород и тесная связь их с карбонатными отложениями. Условия их образования весьма сходны с условиями накопления позднепротерозойских терригенных и карбонатных формаций Енисейского кряжа.

Литолого-фациальные особенности отложений зигальгинской и таганайской свит указывают на то, что большая часть этих отложений также, вероятно, накапливалась в прибрежно-морских условиях, но на более близком расстоянии к береговой

линии, чем отложения зигазино-комаровской и авзянской свит. М. И. Гарань [28, 29] рассматривает отложения зигальгинской свиты как типично прибрежные, указывая, что береговая линия в зигальгинское время располагалась на западе и северо-западе, т. е. в области Русской платформы. О прибрежных условиях свидетельствует широкое развитие в песчаниках знаков ряби, перекрестной косої слоистости, местами хорошей сортировки и окатанности обломочного материала. С другой стороны, в отложениях зигальгинской свиты наблюдается потоковая косая слоистость (нижняя подсвита в районе оз. Зюраткуль), в алевритово-глинистых отложениях широко распространены трещины усыхания, а в песчаниках отмечаются плохая или посредственная сортировка и окатанность обломочного материала. В районе г. Златоуста устанавливается залегание таганайских кварцитов на древней коре химического выветривания подстилающих пород. Эти факты указывают на то, что для части (и, возможно, значительной) зигальгинских и таганайских отложений нужно допускать и континентальное происхождение. Обращают на себя внимание более высокие значения титанового модуля в сланцах таганайской и уреньгинской свиты (0,042—0,055) по сравнению со сланцами зигальгинской и зигазино-комаровской (0,032—0,048). По-видимому, терригенный материал во время их накопления поступал из разных областей сноса, причем в области сноса, питавшей бассейн накопления двух первых свит, широко были развиты породы основного состава.

Гранулометрический и химический состав отложений зигальгинской и таганайской свит свидетельствует о выравненном рельефе в области сноса, ослабленных тектонических движениях и широком развитии процессов химического выветривания. В известной мере эти условия сохранялись, по-видимому, и в эпоху накопления зигазино-комаровской и авзянской свит, хотя присутствие в породах химически менее зрелого осадочного материала (обломки полевых шпатов, слюд, хлоритов) говорит об ослаблении процессов химического выветривания в области сноса или о более интенсивном размыве материнских пород.

ГЛАВА 8

КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

На Кольском полуострове высокоглиноземистые сланцы широко распространены среди отложений так называемой кейвской серии, к которой приурочены месторождения кианитовых руд. Осадочно-метаморфические образования серии (в старом понимании ее объема) развиты в осевой части Кольского полуострова, где они слагают Кейвский синклиниорий, осевая часть которого примерно совпадает с возвышенностью Большие Кейвы. К юго-западу от них отложения серии известны в Ма-

лых Кейвах, на северо-восточном крыле синклинория Имандра-Варзуга. Третья полоса выходов кейвской серии прослеживается к северо-западу от Больших Кейв в структурно-формационной зоне (или подзоне) Поросозеро-Воронья.

В настоящее время существуют две схемы стратиграфического расчленения кейвской серии. Первая была предложена П. В. Соколовым и позже развита и уточнена И. В. Бельковым [5]. По этой схеме в кейвской серии выделяется гнейсовая толща и толща кристаллических сланцев. Последняя расчленяется на ряд последовательно сменяющих друг друга пачек. Геологи Северо-Западного геологического управления и Л. Я. Харитонов [192] расчленяют кейвскую серию на четыре свиты: лебяжинскую, червуртскую, выхчуртскую и песцово-тундровую (рис. 33). Сопоставление этих схем приведено в табл. 15.

ТАБЛИЦА 15

Сопоставление схем стратиграфического расчленения кейвской серии

По И. В. Белькову [5]	По данным геологов СЗТГУ и Л. Я. Харитонову [192]
Пачка Ж Пачка Е Пачка Д	Песцово-тундровая свита
Пачка Г Пачка В	Выхчуртская свита
Пачка Б Пачка А	Червуртская свита
Толща гнейсов	Лебяжинская свита

По данным И. В. Белькова [5], сводный разрез кейвской серии в Кейвском синклинории выглядит следующим образом (рис. 34). В основании выделяется мощная и однородная толща серых биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболитовых гнейсов мощностью 1300—1500 м. Выше залегает толща кристаллических сланцев и кварцитов, которую И. В. Бельков называет собственно кейвской свитой и расчленяет на семь пачек с буквенными наименованиями от А до Ж.

Базальная пачка А представлена светлыми, серыми или черными ставролит-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми, ставролит-гранат-кварцевыми, иногда мусковитовыми и хлоритовыми сланцами, для которых характерны фациальная пестрота разреза, резкое изменение мощности отдельных пластов, выклинивание их по простиранию и т. д. Мощность пачки колеблется от 5—10 до 25—30 м.

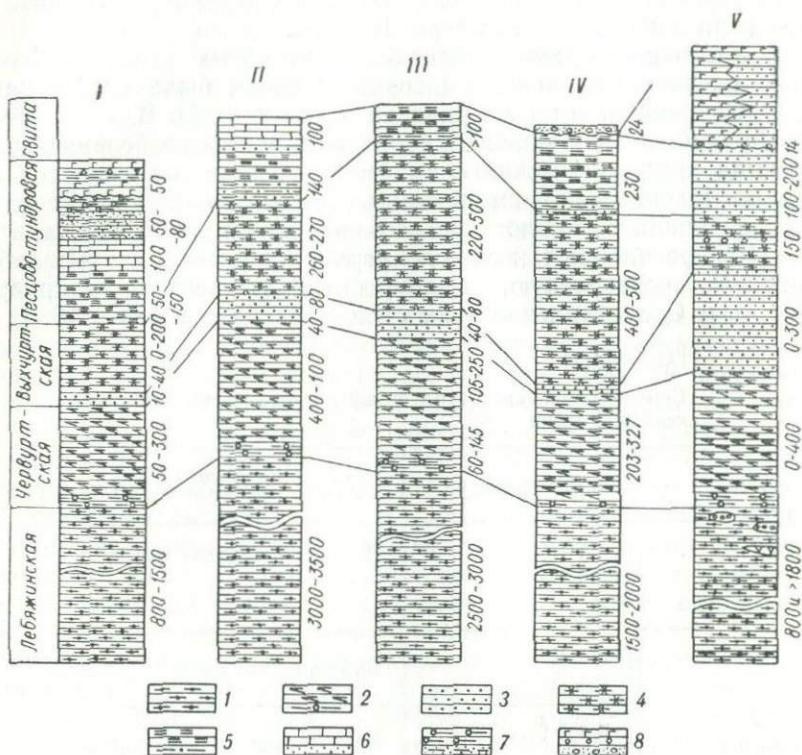


Рис. 33. Литолого-стратиграфические колонки отложений кейвской серии Кольского полуострова.

I — Западные Кейвы и западная часть Центральных Кейв, Песчовая тундра и Серповидный хребет (по Е. Г. Мининной, В. В. Носикову, А. Д. Хинейко, Л. Г. Быстровой, 1961 г.); II — Центральные Кейвы, между горой Ягельуртой и Серповидным хребтом (по В. В. Носикову, Е. Г. Мининной, 1962 г.); III — Центральные Кейвы, гора Ягельурта и верховья рек Лебяжьей и Золотой (по А. Д. Хинейко, В. В. Носикову, 1960 г.); IV — междуручье Ачи и Югоньки, Восточные Кейвы (по В. В. Носикову, Е. Г. Мининной, 1964 г.); V — восточное окончание Больших и Малых Кейв (по Н. А. Островской, 1963 г.).

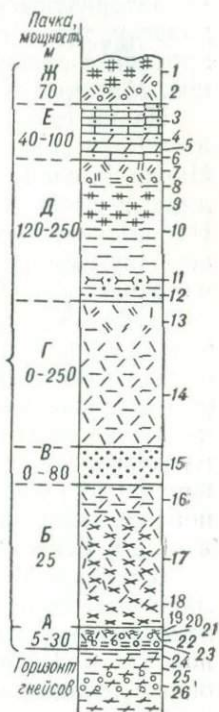
1 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 2 — квантитовые, ставролит-квантитовые сланцы с горизонтом слюдяно-гранатовых сланцев; 3 — мусковитовые кварциты; 4 — порфиробластические квантитовые и ставролитовые сланцы; 5 — двуслюдяные и мусковит-кварцевые сланцы и кварциты; 6 — доломитизированные известняки, пироксеновые породы, кварцито-песчаники; 7 — метамандельштейны, метапорфириты, амфиболиты; внизу — кварцито-песчаники, аркозовые песчаники и сланцы; 8 — метамандельштейны, метадиабазы, вулканические брекчии, агломераты, полимиктовые и кварцевые конгломераты.

Пачка Б сложена темно-серыми существенно кианитовыми сланцами. В основании они филлитовидные слюдяно-кианитовые, выше сменяются черными весьма богатыми кианитом (в среднем 40%) сланцами, а затем ставролит-кианитовыми разновидностями, в которых в заметных количествах присутствуют также плагиоклаз, мусковит и кварц. Для сланцев характерны пароморфозы кианита по хиастолиту и конкреционные радиально-лучистые образования кианита. Мощность пачки В 25—350 м.

Пачка В представлена однородными светлыми грубозернистыми мусковитовыми кварцитами, иногда графитизированными. По данным И. В. Белькова, кварциты развиты только в западной и центральной частях Больших Кейв, а восточнее они выклиниваются и исчезают из разреза. Обычно мощность пачки составляет 60—70 м, но иногда увеличивается до 130 м.

Рис. 34. Сводная литолого-стратиграфическая колонка кейвской серии, по И. В. Белькову [5].

Цифры на колонке: 1 — слюдяные гнейсы, кварцито-гнейсы; 2 — гранат-ставролит-биотитовые сланцы; 3 — песчаники, скарны; 4 — доломитизированные песчаники; 5 — доломиты; 6 — аркозовые песчаники; 7 — двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы; 8 — слюдяно-гранатовые сланцы; 9 — двуслюдяные ставролит-гранатосодержащие сланцы; 10 — двуслюдяные сланцы; 11 — мусковит-кварцевые сланцы со ставролитом и кианитом; 12 — мусковит-кварцевые сланцы; 13 — порфиробластические плагиоклаз-кианит-ставролитовые сланцы; 14 — порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые сланцы; 15 — мусковитовые кварциты; 16 — слюдяно-ставролит-кианитовые сланцы; 17 — ставролит-кианитовые сланцы; 18 — кианитовые сланцы; 19 — слюдяно-кианитовые сланцы; 20 — хлоритовые сланцы; 21 — ставролит-гранатовые сланцы, гранититы; 22 — мусковит-гранатовые сланцы; 23 — мусковит-биотит-гранатовые сланцы; 24 — тонкозернистые биотитовые гнейсы; 25 — биотитовые гнейсы; 26 — биотитовые гнейсы с галькой кварца, кварцита.



Над кварцитами залегают светлые, светло-серые или темно-серые преимущественно плагиоклаз-ставролитовые порфиробластические сланцы пачки Г с крупными (от 2 до 25 см) идиобластическими кристаллами ставролита. Среди них есть плагиоклаз-ставролит-кианитовые и силлиманит-ставролит-слюдяные разновидности. Для пород этой пачки очень характерно присутствие пластинчатых кристаллов ильменита размером до 1 см и более. Мощность пачки Г в западной части Центральных Кейв изменяется от 60 до 250 м, уменьшаясь к западу. В Восточных Кейвах она колеблется от 250 м до полного выклинивания пачки.

Пачка Д сложена светлыми, светло-серыми, серыми и темно-серыми кристаллическими сланцами, среди которых по составу выделяются мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые со став-

ролитом и кианитом, двуслюдяные со ставролитом и гранатом, двуслюдяные порфиروبластические разновидности. В западных разрезах развиты преимущественно три первые разновидности, в восточных — как те, так и другие. В западной и центральной частях Кейв пачка Д залегает на породах пачки Г, в восточной же их части пачка Д перекрывает, по данным И. В. Белькова, непосредственно кианитовые сланцы пачки Б, а отложения пачек В и Г выпадают из разреза. В этом районе сланцы пачки Д характеризуются значительной фациальной пестротой как по разрезу, так и по простиранию. Иногда среди них встречаются прослои с гальками кварца, реже кварцитов и слюдяных сланцев. Максимальная мощность пачки Д достигает 200—250 м.

Пачки Е и Ж известны только в западной части Центральных Кейв, между хребтами Серповидный и Песцовая Тундра. Пачка Е сложена доломитизированными и аркозовыми песчаниками с горизонтом доломитов (около 70 м) в нижней части. Наблюдается фациальное замещение одних разновидностей пород другими по простиранию и в разрезе. Мощность пачки Е изменяется от 40 до 100 м.

Пачка Ж отделена от пачки Е крупным пластовым телом основных пород, поэтому взаимоотношения их неясны. Пачка Ж сложена пестрыми по составу сланцами и гнейсами, среди которых выделяются двуслюдяные гнейсы, биотитовые гнейсы с гранатом, кварцито-гнейсы, гранат-ставролит-биотитовые и биотит-мусковитовые сланцы. Мощность их около 70 м. Эти породы перекрыты амфиболитами (метамандельштейнами) и плагиопорфиритами, которыми и заканчивается разрез древних отложений в Кейвском синклиории.

В районе Малых Кейв, по И. В. Белькову, в разрезе отчетливо выделяются толща гнейсов, пачки А, Б и Д, выше которых залегают разнообразные амфиболиты. Пачка Д, как и в восточной части Кейвского синклиория, лежит трансгрессивно на более древних отложениях и сложена ставролит-гранатовыми сланцами с гальками кварца, слюдяных сланцев и гранитов (?), кварцевыми конгломератами, двуслюдяными и гранат-ставролитовыми сланцами. В рассматриваемом районе пачку Д И. В. Бельков относит уже к свите (серии) Имандра-Варзуга, сопоставляя ее с роуксинским горизонтом.

До последнего времени толща биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (лебяжинская свита) всеми исследователями включалась в состав кейвской серии. По данным И. В. Белькова [5], эта толща несогласно, с конгломератами в основании, перекрывает архейские граниты и гранодиориты. Контакт гнейсовой толщи со слюдяно-ставролит-гранатовыми породами пачки А обычно описывался как согласный, хотя он и имеет весьма своеобразный характер. И. В. Бельков отмечает, что наиболее типичный переход от гнейсов к породам пачки А выражается в обогащении гнейсов кварцем, светлой

слюдой и гранатом, причем обогащение происходит хотя и постепенно, но в очень небольшом интервале, порядка 1—2 м, реже больше. Никаких переходных пачек переслаивания или хотя бы прослоев высокоглиноземистых сланцев среди гнейсов не установлено.

Проведенные автором в 1967 и 1969 гг. тематические исследования в зоне сочленения гнейсовой и сланцевой толщ показали, что толща кристаллических сланцев залегает на гнейсах несогласно, с крупным перерывом в осадконакоплении. На гней-

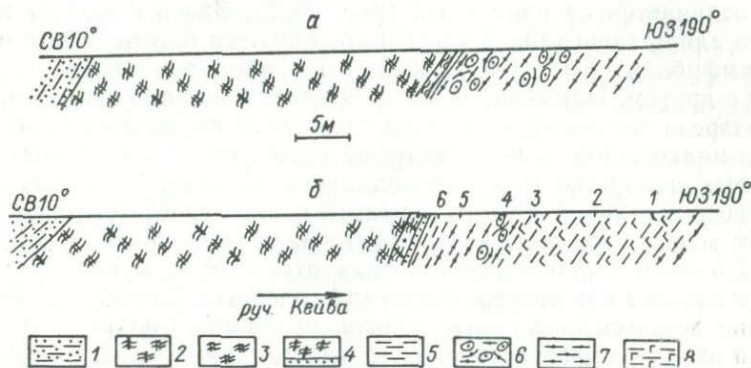


Рис. 35. Геологические разрезы через приконтактовую зону лебяжинской и кейвской серий в районе Серповидного хребта.

a — хр. Серповидный в 2,5 км к северо-западу от руч. Кейва, *б* — по руч. Кейва.
 1 — мусковитовые кварциты пачки В; пачка Б; 2 — кванитовые сланцы со ставролитом, 3 — кванитовые сланцы с параморфозами по хиастолиту; пачка А; 4 — слюдино-ставролит-гранатовые (разрез *a*) и кванито-ставролит-гранатовые породы (разрез *б*) с пластом кварцито-гнейсов в основании; лебяжинская серия: 5 — тонкозернистые биотитовые гнейсы, 6 — гранат-биотитовые гнейсы со стяжениями, 7 — гранат-биотитовые гнейсы, 8 — биотит-амфиболовые гнейсы.
 Цифры на разрезе *б* — номера проб, химические анализы которых приведены в табл. 16.

сах устанавливаются остатки древней метаморфизованной коры химического выветривания [53].

В западной части Центральных Кейв непосредственные контакты гнейсовой и сланцевой толщ наблюдались нами в хр. Серповидный на южном крыле крупной синклинальной складки. В этом районе элементы залегания полосчатости в гнейсах и слоистости в перекрывающих их высокоглиноземистых сланцах и кварцитах совпадают, в связи с чем создается впечатление согласного залегания обеих толщ. Однако разрезы гнейсов в приконтактовой части по простиранию значительно изменяются. Так, например, в канаве, расположенной в 2,5 км северо-западнее руч. Кейва, в приконтактовой зоне обнажается пачка (мощностью 12—15 м) серых сильно рассланцованных биотитовых и мусковит-биотитовых гнейсов с мелким гранатом (рис. 35, *a*). Вверх по разрезу количество его резко увеличивается, и в гнейсах появляются крупные (от 5—10 до 60—70 см в поперечнике) уплощенные по сланцеватости эллипсоидальные образования, сложенные почти нацело гранатом.

У самой кровли гнейсы лейкократовые, с большим количеством мусковита и многочисленными мелкими кристалликами ильменита. Непосредственно на них ложится пласт (1,5—2,0 м) светло-серых плотных среднезернистых мусковитовых кварцито-гнейсов с гранатом, переходящих в серебристые гранат-ставролит-сланцевые сланцы, а выше залегают графитисто-серые мусковит-кианитовые сланцы пачки Б. Сходный разрез наблюдается и в другой канаве, расположенной в 0,5 км восточнее.

По руч. Кейва разрез приконтактной зоны гнейсов и сланцев отличается от описанных (рис. 35, б). Здесь к югу от контакта вдоль левого берега ручья обнажаются биотитовые и биотит-амфиболитовые гнейсы, иногда амфиболиты, чередующиеся друг с другом. Примерно в 8 м от контакта амфиболовые гнейсы из разреза исчезают и породы представлены только полосчатыми мелкозернистыми биотитовыми гнейсами с гранатом, среди которых обнаружены эллипсоидальные выделения биотит-гранатового состава. У самого контакта к этим гнейсам примыкает пласт массивных светлых кварцито-гнейсов, в которых наряду с небольшим количеством биотита отмечаются мусковит, гранат, ильменит и отдельные кристаллы кианита. Непосредственно на них ложится ставролит-кианитовая порода (около 1 м), которая вверх по разрезу сменяется кварц-кианитовыми сланцами пачки Б. Восточнее (в 150 м) в обрывах левого берега небольшого ручья, впадающего в р. Кейву, также виден контакт толщи гнейсов со сланцами, причем здесь амфиболовые гнейсы (с гранатом и большим количеством рудного минерала) развиты уже непосредственно у контакта.

Таким образом, в районе хр. Серповидный, несмотря на близкие элементы залегания, сланцевая толща перекрывает различные горизонты толщи гнейсов, а базальная пачка А слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев сильно редуцирована и представлена лишь маломощным прослоем светлого кварцито-гнейса (1 м) и пластом (тоже около 1 м) кианит-ставролитовых или слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев.

В восточной части Центральных Кейв, в районе тундр Шууртурта и Ягельтурта, несогласное залегание гнейсовой и кварцито-сланцевой толщ хорошо видно на центриклинальном замыкании Ягельтуртинской синклинали, в правом борту рва, спускающегося от седловины между горой Колокольной и расположенной к северу от нее безымянной высотой [53]. Гнейсовая толща представлена здесь метаморфизованными кислыми эффузивами типа базокварцевых порфиров или альбитофиров. В приконтактной зоне эффузивы становятся лейкократовыми, сильно осветлены и превращены в тонкозернистые кварцитовидные породы. Непосредственно на них залегают пачка желтовато-серых метаморфизованных разнозернистых песчаников с рассеянными гальками осветленных подстилающих пород и серых мелкозернистых биотитовых гнейсов, похожих на парапороды.

В эффузивах видна слабо проявленная гнейсовидность, падающая на ЮВ 134° под $\angle 28^\circ$, в то время как пласты песчаников падают круто на СЗ 310° $\angle 85-90^\circ$.

Вверх по разрезу в песчаниках возрастает количество кварца и мусковита и породы переходят в разномзернистые мусковитовые кварцито-песчаники с реликтовой бластопазммитовой структурой. Над ними лежат светлые или желтоватые слюдястые кварциты и слюдяно-гранатовые сланцы с характерной для пачки А крупноузловой текстурой. Падение их СЗ 395° , $\angle 60^\circ$. В верхней части пачки в породах присутствует большое количество ставролита, а под микроскопом видно много мелких кристаллов ильменита. Мощность пачки А в данном разрезе составляет около 40—45 м, а выше залегают серые мусковитовые и мусковит-кианитовые сланцы пачки Б.

Сходный, но хуже обнаженный разрез через зону контакта гнейсов и сланцев наблюдается в 0,8 км к северо-востоку, у юго-восточного поднятия безымянной высоты. Здесь выше гнейсов также залегают полевошпатово-кварцевые песчаники с гальками (до 10 см) кварцитоподобных гнейсов, которые вверх по разрезу переходят в слюдястые кварциты, слюдяно-гранат-ставролитовые породы, а затем сменяются кианитовыми сланцами пачки Б. Характерно, что и здесь отмечается несовпадение гнейсовидности в гнейсах с элементами залегания пластов в толще кристаллических сланцев: в 25 м от контакта падение гнейсовидности ЮВ 100° , $\angle 58^\circ$, ЮВ 104° , $\angle 46^\circ$, ЮВ 106° , $\angle 57^\circ$, в то время как разномзернистые кварциты пачки А падают на ЮЗ 230° , $\angle 57^\circ$, а выше по разрезу — ЮЗ 240° , $\angle 20^\circ$.

В других районах Кейвского синклиория элементы залегания сланцеватости в гнейсовой толще и слоистости в базальных горизонтах толщи кристаллических сланцев чаще всего очень близки. Такие соотношения наблюдались нами по р. Семужьей на северо-восточном крыле синклиория, к востоку от руч. Поповского и на правобережье руч. Кырпег на южном крыле Ягельуртинской синклинали, в юго-восточном окончании синклиория, в бассейне р. Югоньки (по руч. Сарай-Шор). Характерно, однако, но повсеместно вблизи контакта наблюдается постепенное, но быстрое осветление гнейсов, уменьшение в них биотита и увеличение граната и мусковита. На эти породы резко, без всякого перехода налегают слюдяно-ставролит-гранат-кварцевые сланцы пачки А (рис. 36).

На основании минералогического анализа пород из кровли гнейсовой толщи видно, что в них во всех изученных разрезах по направлению к контакту со сланцевой толщей наблюдается явная концентрация минералов, богатых малоподвижными в зоне гипергенеза алюминием, титаном и железом, и, наоборот, уменьшение количества минералов, содержащих в своем составе щелочноземельные и щелочные элементы (за исключением калия). Присутствие остатков древней коры химического

выветривания на гнейсах подтверждается и изучением химического состава пород из приконтактной зоны (табл. 16). В профиле коры по руч. Кейва закономерности в поведении отдельных элементов несколько нарушаются в связи с тем обстоятельством, что в разрезе участвуют породы резко различного исходного состава: биотит-амфиболовые (анализы 1—3) и био-

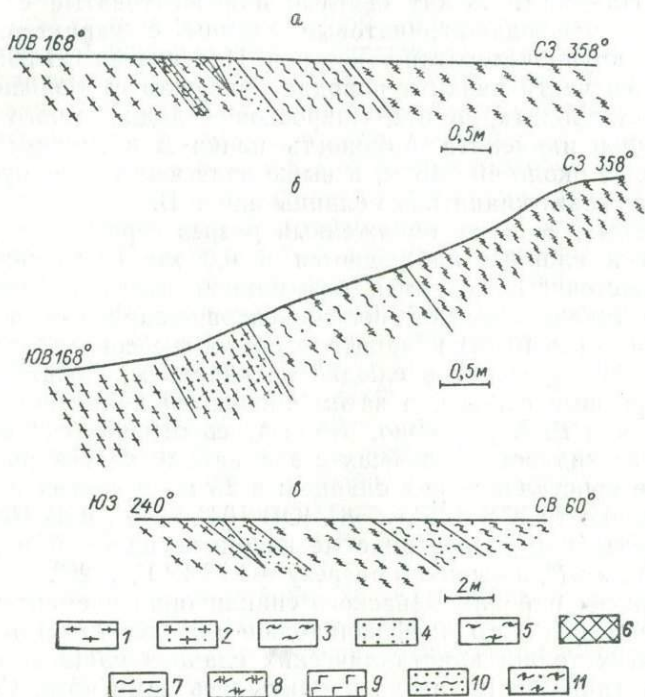


Рис. 36. Разрезы через приконтактную зону лебяжинской и кейвской серий (гнейсовой и сланцевой толщ).

a — по р. Семужьей, *б* — западнее руч. Кырег, *в* — по руч. Сарай-Шор, в бассейне р. Югоньки.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы; 3 — слюдяно-гранатовые породы; 4 — кварциты с гранатом; 5 — слюдяно-ставролит-гранатовые породы; 6 — кварцевые жилы; 7 — амфиболиты; 8 — мусковитовые сланцы с ильменитом; 9 — кианитовые сланцы; 10 — слюдяные кварциты; 11 — гранат-ставролит-кварцевые сланцы.

титовые гнейсы с гранатом (анализы 4—6). Тем не менее видно, что вверх по профилю в породах уменьшается содержание натрия и кальция, в меньшей мере (для биотит-амфиболовых гнейсов) магния. Содержание калия в биотит-амфиболовых гнейсах возрастает, но в биотитовых оно также падает. Вверх по профилю уменьшается значение отношений $Na_2O : K_2O$ и в особенности, суммарного количества щелочей и щелочных земель к глинозему, которое неуклонно и весьма резко падает. Это свидетельствует о том, что в указанном направлении резко снижа-

лось количество алюмосиликатных минералов с подвижными в зоне гипергенеза элементами, а следовательно, должна была происходить относительная концентрация более инертных соединений, хотя строгой закономерности в их поведении не видно, возможно, из-за неоднородного состава исходных пород. Нет закономерностей и в соотношении закисных и окисных форм железа, хотя в верхней части профиля содержание закисного железа явно снижается.

Более строгие изменения химического состава наблюдаются при переходе от пород гнейсовой толщи к сланцевой на восточном склоне горы Колокольной (см. табл. 16, профиль 2), хотя породы пачки А представляют собой уже переотложенные продукты выветривания.

Таким образом, изучение химического состава пород в приконтактной части гнейсовой толщи показывает, что до отложения пачки А эти породы подверглись достаточно сильному химическому выветриванию и представляют собой метаморфизованную нижнюю часть древней коры, сохранившуюся от последующего размыва. Судя по петрографическому составу и структурно-текстурным особенностям пород, остатки древней коры сохранились и во многих других районах Кейвского синклиория. О том, что это остатки именно нижней части коры и что в действительности процессы химического выветривания гнейсов заходили значительно глубже, свидетельствует химический состав пород пачки А (см. табл. 16). В этих породах обращает внимание очень высокое содержание глинозема (в среднем около 35%) и низкое содержание кремнезема, щелочей и щелочных земель. Кремневый модуль в рассматриваемых породах выше, чем в каолининовых глинах, и достигает значений 0,8—1,0. Отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему в некоторых разновидностях составляет всего 0,05—0,09, повышаясь лишь в существенно мусковитовых сланцах. Породы пачки А отличаются также высоким содержанием окислов железа, двуокиси титана и очень высоким содержанием двуокиси циркония, достигающим 0,4—0,6%, что более чем на порядок выше кларкового содержания циркония в земной коре. По данным спектрального анализа в гранат-ставролитовых породах в повышенных количествах содержатся и другие элементы-гидролизаты, слабоподвижные при выветривании: гафний, галлий и иттрий. В целом гранат-ставролитовые породы пачки А приближаются к аллитам или, вернее, к ферриаллитам, а это свидетельствует о том, что процессы химического выветривания, предшествовавшие накоплению отложений указанной пачки, заходили глубже каолининовой стадии и имели уже латеритный характер.

Таким образом, и геологические данные, и результаты химического изучения пород показывают, что толща кристаллических сланцев, начинающаяся пачкой А, залегает на толще

Химический состав (вес. %) пород из метаморфизованной коры выветривания

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Профиль 1 (руч. Кейва,										
1	51,82	1,62	15,08	2,01	8,91	0,16	5,17	8,06	4,00	1,28
2	50,94	1,15	15,98	0,97	10,73	0,16	5,10	7,40	3,94	1,36
3	52,16	1,15	15,68	1,47	10,13	0,25	4,70	7,17	3,12	2,18
4	59,10	1,09	20,71	0,23	3,87	0,08	—	2,91	6,52	4,30
5	66,22	0,15	17,75	0,94	2,53	0,12	0,32	2,24	5,68	3,24
6	66,82	0,56	16,20	1,54	4,91	0,18	сл.	2,26	2,32	3,22
Профиль 2 (восточный склон горы										
1	73,52	0,49	14,19	0,51	1,31	0,01	0,05	0,79	5,53	2,60
2	77,70	0,38	11,33	0,85	1,68	0,03	0,12	0,17	2,84	3,92
3	77,19	0,37	12,82	1,12	1,80	0,04	0,13	0,21	0,43	3,71
Породы пачки А										
1	44,76	0,96	35,80	7,24	6,41	0,35	1,38	не обн.	0,16	0,20
2	44,62	0,88	37,85	1,14	1,19	0,03	0,32	0,34	0,78	11,0
3	34,48	1,63	32,10	3,17	13,00	0,16	сл.	4,88	0,16	0,37
4	49,66	1,20	33,44	12,27		0,09	сл.	2,26	0,07	0,04
5	42,20	1,25	34,44	2,07	13,91	0,20	1,75	сл.	0,20	1,06
6	54,50	0,60	26,30	1,75	2,39	0,02	0,08	1,42	1,48	5,50
7	43,94	2,20	44,37	0,14	2,37	0,04	0,50	1,28	0,92	0,14
Среднее	44,88	1,25	34,90	3,97	6,54	0,13	0,58	1,45	0,54	2,62

Профиль 1: 1, 2 — среднезернистые биотит-амфиболовые гнейсы, 3 — темный мелко 5, 6 — светлые лейкократовые тонкозернистые гнейсы с гранатом. Профиль 2: 1 — кислый сланец с гранатом пачки А. Пачка А: 1, 7 — ставролит-гранат-кианитовые породы, 2 — лит-мусковитовый сланец.

на гнейсах лебяжинской свиты и слюдяно-ставролит-гранатовых пород пачки А

H ₂ O	П.п.п.	ZrO ₂	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{\Sigma \text{ ш. и ш.-з.}}{Al_2O_3}$
(данные автора)									
0,45	1,35	0,008	99,91	0,291	0,107	4,333	1,559	3,125	1,23
0,38	1,60	—	99,71	0,311	0,072	11,062	1,451	2,897	1,11
0,56	1,11	—	99,68	0,301	0,073	7,299	1,526	1,431	1,09
—	0,75	—	99,56	0,350	0,053	16,826	—	1,516	0,66
0,34	0,62	—	100,15	0,268	0,009	2,692	7,000	1,753	0,65
0,03	1,91	0,27	100,22	0,242	0,035	3,188	—	0,720	0,48
Колокольной, данные Д. Д. Мирской)									
0,10	0,39	—	99,49	0,192	0,035	2,569	15,800	2,127	0,63
0,12	0,61	—	99,75	0,146	0,034	1,977	1,417	0,725	0,62
0,12	1,84	—	99,78	0,166	0,029	1,607	1,615	0,116	0,35
(данные автора)									
0,38	0,21	—	97,85	0,800	0,027	0,885	—	—	0,05
0,48	1,05	—	99,68	0,849	0,023	1,043	—	—	0,33
0,17	9,40	0,60	100,12	0,931	0,058	4,100	—	—	0,17
0,13	0,61	0,28	100,05	0,673	0,036	—	—	—	0,07
0,29	2,41	0,30	100,08	0,816	0,036	6,719	—	—	0,09
0,45	5,37	0,40	100,26	0,483	0,023	1,366	—	—	0,32
0,29	3,45	0,20	99,84	1,010	0,049	16,928	—	—	0,11
0,31	3,50	0,36	100,67	0,778	0,036	1,647	—	—	0,15

зернистый биотит-амфиболовый гнейс, 4 — мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс, метаэффузив, 2 — гнейсовидный песчаник из основания пачки А, 3 — слюдяно-кварцевый мусковитовый сланец с ильменитом, 3—5 — гранат-ставролитовые породы, 6 — гранат-ставро-

гнейсов с угловым несогласием и крупным перерывом в осадко-накоплении. По вещественному составу и другим литолого-фа-циальным особенностям отложения сланцевой толщи также резко отличаются от вулканогенно-осадочных образований гней-совой толщи. Представление о согласном их залегании осно-вывалось раньше только на совпадении или близком значении элементов падения гнейсовидности в гнейсах и слоистости в сланцах. Однако это совпадение наблюдается не везде, а лишь на крыльях вытянутых линейных складок. В последнее время несогласное залегание толщ подтверждено исследованиями Д. Д. Мирской [120], Е. Е. Федорова [189], В. М. Будько и дру-гих геологов.

В связи с наличием перерыва и углового несогласия между гнейсовой и сланцевой толщами возраст и объем кейвской се-рии, по мнению автора, должен быть пересмотрен. Раньше воз-раст кейвской серии определялся по прорыванию толщи гнейсов плаггиомикроклиновыми гранитами, которые И. В. Бельков [5] считал позднеархейскими, а Л. Я. Харитонов [192] — раннепротерозойскими. Сейчас очевидно, что эти определения относятся только к гнейсовой толще, которая, с нашей точки зрения, пред-ставляет собой самостоятельную осадочно-вулканогенную серию. Поскольку за ней давно закрепилось название «лебяжинская свита», вероятно, целесообразно сохранить это название и за серией. Кейвская серия, несомненно, моложе лебяжинских гней-сов. Не исключено, что она имеет уже среднепротерозойский возраст.

Верхняя граница кейвской серии, по-видимому, также тре-бует уточнения. И. В. Бельковым и другими геологами в восточ-ной части Больших Кейв и в Малых Кейвах отмечается несо-гласное трансгрессивное налегание пачки Д на более древние горизонты и присутствие в ее составе конгломератов. В районе Малых Кейв И. В. Бельков отложения пачки Д относит уже к серии Имандра-Варзуга. Породы пачек Д—Ж значительно отличаются от пород пачек А—Г и по петрографическому и хи-мическому составу. Учитывая все эти обстоятельства, представ-ляется логичным к кейвской серии относить только пачки А—Г (или червуртскую и выхуртскую свиты), а пачки Д—Ж (или песцово-тундровую свиту) рассматривать уже в качестве само-стоятельной третьей серии. Поскольку лебяжинская серия не содержит высокоглиноземистых пород, на характеристике ее литолого-петрографических особенностей мы останавливаться не будем. Отметим лишь, что до последнего времени слагающие ее породы рассматривались в основном как метаморфизованные терригенные отложения [5, 192]. Выше было показано, что в со-ставе серии присутствуют также метаморфизованные вулкани-ты основного и кислого состава. На возможное развитие по-следних в районе Шуурурты и Ягельурты Ю. С. Неуструев и С. М. Гнесин указывали еще в 1937 г. [5]. Разнообразные мета-

вулканиты и туфогенные породы в лебяжинской серии в нижнем и среднем течении р. Поноя установлены работами геологов Северо-Западного геологического управления (В. Г. Гаскельберг, Л. А. Гаскельберг, М. А. Сотникова, В. С. Богданова и другие) и *Лаборатории аэрометодов* (В. М. Будько и другие). К выводу о широком развитии в составе серии кислых эффузивов, превращенных в лептиты, пришла и Д. Д. Мирская [120].

Породы кейвской и песчово-тундровой серий претерпели сложный и, по-видимому, неоднократный метаморфизм и в настоящее время представлены разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами, минеральные ассоциации в которых отвечают амфиболитовой фации метаморфизма. Первичные структуры в них, как правило, не сохраняются из-за полной перекристаллизации исходного материала. Однако в первично песчаных разнозернистых породах пачек А, В и Е и в грубообломочных породах пачки Д реликты обломочных структур нередко удается наблюдать.

Текстурные особенности пород сохранились значительно лучше. Чаще всего наблюдается параллельная горизонтальная слоистость, более грубая в первично обломочных отложениях и более тонкая (до ленточной) — в глинистых. И. В. Бельковым [5] в кварцитах пачки В установлены косая и градационная слоистость, а в аркозовых метапесчаниках пачки Е — мелкая перекрестная слоистость и знаки ряби.

В сланцах слоистость выражена чередованием пластов различного состава или окраски. Часто наблюдается очень тонкая ленточная слоистость, намечаемая неодинаковым количеством рассеянного по породе графитистого материала. Нередко она устанавливается только в шлифах под микроскопом, причем видно, как тончайшие слойки отчетливо прослеживаются и внутри крупных порфиروبластических минералов (плагноклаза, кианита и др.). В кианит-ставролитовых сланцах можно наблюдать резкую концентрацию в отдельных слойках мелких кристалликов ставролита, редких или даже отсутствующих в других прослойках. В кварц-слюдяных и слюдяно-кварц-кианитовых сланцах под микроскопом устанавливается чередование тонких существенно кварцевых и мусковитовых или мусковит-кианитовых прослойков.

В сложении кейвской серии участвуют грубообломочные, песчаные, первично глинистые, а в песчово-тундровой, кроме того, и карбонатные отложения. Грубообломочные породы развиты почти исключительно в пачке Д, где они представлены прослоями пуддинговых конгломератов и сланцев с рассеянной галькой кварца, реже кварцитов и сланцев, и очень ограничено — в основании пачки А, где нами выявлены аркозовые гравелиты с рассеянными гальками кислых метаэффузивов, кварцитов и сланцев (восточный склон горы Колокольной). Карбонатные породы развиты только в пачке Е песчово-тундровой серии.

Представлены они светлыми перекристаллизованными доломитами, песчанистыми доломитами и доломитизированными в различной степени метапесчаниками.

Песчаные и первично глинистые породы развиты в разрезах рассматриваемых серий наиболее широко. Вероятно, среди них есть и первично алевритовые отложения, но вследствие полной перекристаллизации исходного материала отделить их от песчаных или глинистых невозможно. Петрографический состав терригенных пород вверх по разрезу изменяется закономерно.

Песчаные породы пачки А представлены в различной мере слюдястыми бесполовошпатовыми кварцитами, переходящими в слюдяно-ставролит-гранат-кварцевые сланцы. Полевые шпаты содержат только базальные гравелиты и песчаники аркозового состава на восточном склоне горы Колокольной, но вверх по разрезу они быстро сменяются слюдястыми бесполовошпатовыми кварцитами. В хр. Серповидном в основании пачки также отмечен маломощный прослой кварц-полевошпатовой породы. В составе сланцев пачки А главную роль играют кварц, мусковит, ставролит и гранат в различных количественных соотношениях. Реже встречаются сланцы хлоритового состава, иногда отмечается также биотит. Как правило, сланцы содержат переменное количество углеродистого вещества.

Кристаллические сланцы пачки Б отличаются высоким содержанием кианита (до 30—65%). Широко развит кварц (до 40—70%), ставролит, мусковит. Биотит и плагиоклаз присутствуют в подчиненном количестве. Из второстепенных минералов установлены ильменит, рутил, ортит, гранат, лейкоксен, циркон, апатит, хлорит, эпидот и углеродистое вещество. Эти минералы в качестве второстепенных присутствуют и в сланцах пачки А.

Пачка В сложена почти исключительно светлыми мусковитовыми кварцитами с содержанием кварца до 85—99%. Полевые шпаты и биотит, как правило, отсутствуют, но И. В. Бельков [5] отмечает, что в восточной части Центральных Кейв в кварцитах развиты плагиоклаз (до 15%) и микроклин (до 5%).

Кристаллические сланцы пачки Г представлены двумя главными разновидностями — плагиоклаз-ставролитовыми и плагиоклаз-кианит-ставролитовыми. Главную роль в их составе играют кварц (30—70%), мусковит (30—50%), ставролит (до 10—25%), кианит (до 10—15%) и плагиоклаз (5—10%). Второстепенные минералы представлены ильменитом, рутилом, апатитом, цирконом, ортитом, эпидотом, биотитом, хлоритом и углеродистым веществом.

Среди сланцев пачки Д различаются мусковит-кварцевые, двуслюдяные, гнейсо-сланцы и эти же разновидности с кианитом, ставролитом и плагиоклазом. Содержание плагиоклаза (и микроклина) даже в мусковит-кварцевых сланцах достигает

7—8%, в двуслюдяных сланцах оно выше, а в гнейсо-сланцах поднимается до 30—40%. Биотит также присутствует во всех породах (до 5—8%). Кианит и ставролит развиты не во всех типах сланцев, а количество их ниже, чем в пачке Г. В мусковит-кварцевых сланцах, содержащих ставролит и кианит, суммарное количество последних не больше 10%. В порфиروبластических ставролитовых сланцах содержание ставролита не превышает 25%.

В составе пачки Е терригенные породы представлены метаморфизованными аркозовыми метапесчаниками, состоящими из кварца (30—70%), микроклина и плагиоклаза (10—50%), мусковита (до 15%) и биотита (до 20%). Среди аксессуарных минералов развиты турмалин, апатит, рудный, циркон и рутил. Присутствуют также доломитизированные разновидности песчаников.

В пачке Ж, венчающей разрез песчово-тундровой серии, широко развиты двуслюдяные сланцы и гнейсы со ставролитом и гранатом. В составе пород главную роль играют кварц, биотит, мусковит, ставролит и гранат, а в гнейсах также плагиоклаз, который в подчиненном количестве отмечается и в сланцах. Второстепенные минералы представлены хлоритом, сфеном, рудным, апатитом, турмалином и цирконом. В сланцах отмечается углеродистое вещество.

Таким образом, вверх по разрезу кейвской и песчово-тундровой серий в терригенных породах возрастает роль биотита и полевых шпатов, а количество высокоглиноземистых минералов: кианита, ставролита, граната и мусковита — наоборот, значительно уменьшается. Особенно резко эти изменения заметны в породах пачки Д и выше. Первично песчаные породы в кейвской серии представлены в основном кварцевыми разновидностями, выше (с пачки Д) они сменяются полевошпатово-кварцевыми и аркозовыми.

Химический состав терригенных отложений также испытывает строго закономерные изменения вверх по разрезу (табл. 17). Первично глинистые отложения пачки А отличаются наиболее высоким содержанием глинозема и окислов железа, очень высоким кремневым модулем и сравнительно небольшим количеством щелочей и щелочных земель (в сумме около 5%). Отношение их суммы к глинозему составляет в среднем 0,15. Высоким содержанием глинозема и низким содержанием щелочей и щелочных земель (3%) характеризуются и первично глинистые породы пачки Б, к которой приурочены промышленные месторождения кианитовых руд. По составу и отношениям между окислами эти породы очень близки к каолинистым глинам. Сланцы пачки Г содержат меньшее количество глинозема (в среднем 25,46%) и больше щелочей и щелочных земель, в связи с чем отношение суммы последних к глинозему поднимается до 0,23 (как у каолинит-гидрослюдистых глин).

ТАБЛИЦА 17

Химический состав (вес. %) пород лебяжинской, кейвской и песцово-тундровой

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Лебяжинская										
1*	71,43	0,54	13,43	1,89	3,06	0,06	0,38	1,26	3,42	3,53
Кристаллические сланцы кейвской										
2	44,88	1,25	34,90	3,97	6,54	0,13	0,58	1,45	0,54	2,62
3	63,35	1,26	28,40	1,30	0,63	0,01	0,19	0,44	0,97	1,34
4	61,42	1,45	25,46	2,91	0,97	Сл.	0,69	1,10	1,58	2,42
5	68,16	0,98	17,73	3,05	1,78	0,06	0,84	1,10	2,37	2,55
6	61,05	0,59	19,01	2,39	4,53	0,05	2,88	1,46	0,82	4,25
Кварциты, песчаники и гнейсы										
7	81,22	0,41	10,42	1,07	3,02	0,02	0,07	0,94	0,35	1,82
8	80,78	0,36	10,33	2,39	6,03	0,06	Нет	0,38	0,20	Нет
9	93,90	0,11	3,58	0,55	Нет	Сл.	"	0,20	0,17	0,65
10	83,82	0,24	9,28	1,11	0,23	"	0,26	0,42	0,99	2,32
11	83,39	0,24	8,84	0,86	0,70	0,01	0,52	0,46	1,19	2,29
12	77,62	0,33	9,16	1,04	1,27	0,01	2,89	1,58	0,68	2,48
13	79,25	0,42	11,32	0,75	1,54	0,03	0,18	1,38	4,09	0,72

* 1 — гранат-биотитовые гнейсы и лептиты по кварцевым порфирам (по 2 [5] и 6 [120] лизам из коллекции автора), 3 — кванитовые сланцы пачки Б (15 анализов), 4 — порфиры (3 анализа), 5 — двуслюдяные сланцы, иногда с гранатом и ставролитом пачки Д (5 анализы: 7 — двуслюдяная гранат-кварцевая и 8 — гранат-ставролит-кварцевая порода пачки А, метапесчаник пачки Е, 13 — двуслюдяной гранат-ставролитовый гнейс пачки Ж. Средние (7—13) заимствованы из его работы.

И, наконец, кристаллические сланцы пачек Д и Ж характеризуются обычными для некаолиновых глин содержаниями глинозема, несмотря на то, что в сланцах пачки Д присутствуют ставролит и гранат. Все породы отличаются также повышенным и высоким содержанием щелочей и щелочных земель (в том числе натрия и кальция). Отношение суммы этих элементов к глинозему достигает 0,39—0,49. Кремневый модуль значительно ниже, чем в породах пачек А, Б и Г, и равен всего 0,260—0,311. Для сланцев указанных пачек характерны очень высокие значения отношений K₂O:MgO, свидетельствующие, что в исходных существенно каолиновых глинистых отложениях в качестве второстепенной примеси присутствовали гидрослюды гидромусковитового ряда. В породах пачек Д и Ж значение этих отношений снижается, что говорит о более пестром составе гидрослюд в исходных отложениях.

На треугольной диаграмме САК точки состава глинистых отложений пачек А, Б и Г располагаются в основном в поле

серий Кейвского синклиория

H ₂ O—	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	$\frac{\Sigma \text{ ш. и ш.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
-------------------	--------	-------------------------------	-------	-------------------------	-------------------------	-----------------------	-----------------	---	--------------------	------------------------

серия

0,11	0,77	0,13	100,01	0,188	0,040	1,619	8,59	0,64	9,26	0,26
------	------	------	--------	-------	-------	-------	------	------	------	------

и песчово-гундровой серий

0,31	3,50	—	100,67	0,778	0,036	1,647	5,19	0,15	4,52	0,08
0,13	1,75	0,16	99,97	0,448	0,044	0,485	2,94	0,10	7,05	0,05
0,19	2,12	0,03	100,34	0,414	0,057	0,333	5,79	0,23	3,51	0,10
0,21	1,24	0,05	100,12	0,260	0,055	0,584	6,86	0,39	3,04	0,14
0,40	1,93	0,06	99,42	0,311	0,031	1,895	9,41	0,49	1,48	0,22

кейвской и песчово-гундровой серий

0,10	1,00	Сл.	100,44	0,128	0,039	2,822	3,18	0,30	26,00	0,17
Нет	0,04	0,05	100,62	0,128	0,035	2,523	0,58	0,06	—	—
0,07	0,52	—	99,75	0,038	0,031	—	1,02	0,29	—	0,18
0,22	1,13	0,09	100,11	0,111	0,026	0,207	3,99	0,43	8,92	0,25
0,41	1,31	0,05	100,27	0,106	0,027	0,814	4,46	0,50	4,40	0,26
0,53	2,68	0,08	100,35	0,118	0,036	1,221	7,63	0,83	0,86	0,27
0,14	0,39	0,03	100,24	0,143	0,037	2,053	6,37	0,56	4,00	0,06

анализам), 2 — слюдяно-ставролит-гранатовые и кварц-слюдяные сланцы пачки А (по 7 ана-
бластические плагиоклаз-ставролитовые и кианит-плагиоклаз-ставролитовые сланцы пачки Г
зов), 6 — двуслюдяной гранат-ставролитовой сланец пачки Ж (1 анализ); единичные ана-
9 — мусковитовый кварцит пачки В, 10, 11 — двуслюдяные гнейсы пачки Д, 12 — аркозовый
составы пород (3—6) рассчитаны по данным И. В. Белькова [5], а единичные анализы

каолинитовых глин или вблизи него, смещаясь как в сторону
вершины SiO₂ (песчаные глины), так и в сторону вершины
с малоподвижными окислами, что указывает на присутствие
в исходных отложениях свободных окислов железа и глинозема
(рис. 37). Некоторая часть точек попадает в поле гидрослюдис-
тых глин. Все точки состава сланцев пачек Д и Ж распола-
гаются ниже поля гидрослюдистых глин и попадают в поле
глин монтмориллонитового состава. Однако по высоким отно-
шениям K₂O : MgO и K₂O : Al₂O₃ можно заключить, что это были
не монтмориллонитовые, а гидрослюдистые глины, содержа-
вшие значительную примесь песчаного материала.

Песчаные породы пачки Б отличаются весьма высоким со-
держанием кремнезема (около 94%) и очень незначительным
количеством щелочей и щелочных земель (см. табл. 17). В по-
родах пачки А относительное количество кремнезема умень-
шается до 80—81% за счет присутствия в исходных отложениях
глинистого материала и большого количества окислов железа

(до 8,4%). Суммарное содержание щелочей и щелочных земель в этих породах также весьма незначительно. Химический состав песчаных пород пачек Д, Е и Ж заметно отличается от состава описанных как по содержанию кремнезема, так и в особенности по содержанию щелочей и щелочных земель. Отношения их к глинозему очень высокие, что свидетельствует о примеси в ис-

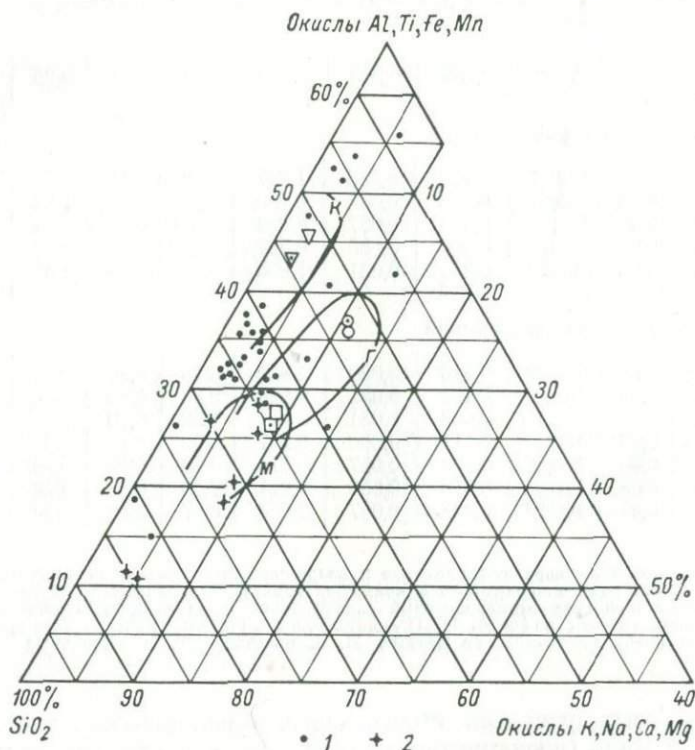


Рис. 37. Диаграмма САК общего химического состава первично глинистых отложений кейвской и песчово-тундровой серий.

1 — высокоглиноземистые сланцы пачек А—Г; 2 — сланцы пачки Д. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

ходных отложениях не только глинистого, но и обломочного полевошпатового материала.

Для сравнения в табл. 17 приведен средний химический состав гнейсов лебяжинской серии, образовавшихся по кислым эффузивам. Состав их резко отличается от химического состава терригенных пород кейвской и песчово-тундровой серий. Резкое преобладание кальция над магнием и высокое содержание натрия, равное в общем содержанию калия, указывают на то, что исходный материал гнейсов не подвергался химическому выветриванию. Это является лишним доказательством именно эффу-

живной, а не терригенно-осадочной природы рассматриваемых гнейсов.

Изложенный выше материал показывает, что кейвская серия (пачки А—Г), несомненно, представляет собой типичную высокоглиноземистую формацию. Если рассматривать кварциты пачки В как самостоятельную обломочно-кварцевую формацию, то следует выделять две высокоглиноземистых формации, отвечающие пачкам А—Б и пачке Г. Для этих формаций, как и в других районах, характерны преобладание в разрезе глинистых отложений первично каолинитового состава и тесная их ассоциация с чисто кварцевыми обломочными породами. Нижняя высокоглиноземистая формация отличается также повышенным содержанием окислов железа. Для обеих глинистых формаций характерно, кроме того, широкое развитие темных углеродсодержащих отложений. Песцово-тундровая серия (пачки Д—Ж) сложена двумя песчано-глинистыми (пачки А и Ж) и одной терригенно-карбонатной (пачка Е) формациями. Высокоглиноземистые породы в них отсутствуют.

И. В. Бельков [5] считает, что накопление обломочных пород происходило в мелководной прибрежно-морской обстановке, а глинистых — на некоторой глубине, при отсутствии течения и даже крупных волнений. Карбонатно-терригенные породы пачки Е, по его представлениям, накапливались в лагунных или шельфовых условиях. С выводами о прибрежно-морском (частично лагунном) происхождении отложений пачек Д—Ж (песцово-тундровой серии), вероятно, можно согласиться. Вещественный же состав и условия залегания отложений кейвской серии (пачки А—Г) противоречат подобным представлениям. Породы пачки А залегают на древней коре химического выветривания, а это значит, что осадконакопление в кейвское время началось определенно в континентальных условиях. Отложения серии были представлены высокозерелыми каолинистыми или существенно каолинистыми глинами, обогащенными к тому же свободными гидроокислами железа и алюминия и тесно сочетающимися в разрезе с чисто кварцевыми обломочными породами. Комплексы таких отложений накапливаются, как правило, вблизи области сноса и в континентальных условиях [157]. В пользу этого свидетельствует также разнозернистость и в целом грубый гранулометрический состав песчаных отложений пачек А и В. Наличие тонкой ритмичной слоистости в сланцах, на которую ссылается И. В. Бельков, еще не может служить доказательством морского происхождения глин, так как она вполне может возникать и в спокойных пресноводных бассейнах. Характерно, что среди отложений кейвской серии совершенно отсутствуют карбонатные или даже карбонатсодержащие породы, которые могли бы свидетельствовать о засоленности бассейна. Учитывая эти обстоятельства, а также довольно резкое изменение мощности отдельных пачек и извест-

ную фаціальную пестроту разреза, нам представляется более вероятным континентальное происхождение отложений пачек А—Г или накопление их в прибрежной части крупного опресненного бассейна. Отсутствие в разрезе грубообломочных и полимиктовых пород (за исключением самых базальных горизонтов пачки А) свидетельствует о том, что осадконакопление происходило при спокойной тектонической обстановке и широком развитии кор химического выветривания в области сноса.

ГЛАВА 9

КАРЕЛИЯ

По докембрийским осадочно-метаморфическим толщам Карелии, в том числе и по их литолого-геохимическим особенностям, имеется обширная геологическая литература. Для данной работы в целях сравнительного анализа терригенных отложений докембрия и выявления среди них высокоглиноземистых формаций наибольший интерес представляют метаморфизованные отложения ятулия, развитые в Центральной Карелии, и ладожской серии Северного Приладожья.

В Центральной Карелии и Восточной Финляндии под отложениями ятулия еще в 20-х годах были установлены древние коры химического выветривания, которые А. Метцгер и Х. Вяюрюнен рассматривали как каолиновые [198]. Многие геологи, в особенности финские [199], отмечали присутствие в этих отложениях каолинита, который рассматривался как докембрийский, образовавшийся в процессе дюятулийского и ятулийского выветривания. В составе ладожской серии (свиты, формации) давно известны метаморфизованные первично глинистые отложения, превращенные в разнообразные кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом и кордиеритом. Ниже характеристика указанных образований приводится для ятулия в основном по материалам В. А. Соколова и др. [37], для ладожской серии — по данным А. А. Предровского и др. [144].

ЯТУЛИИ

Объем ятулия и внутренняя его стратиграфия до сих пор вызывают среди геологов значительные разногласия. Чаще всего под этим названием понимают отложения, известные как сегозерская и онежская серии, причем часть геологов считает, что онежская серия является более молодой по возрасту и залегает на сегозерской с перерывом (В. Д. Тимофеев, Л. Я. Харитонов, М. А. Гилярова, В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца), другие геологи рассматривают обе серии как одновозрастные, замещающие друг друга по простиранию (К. О. Кратц, В. А. Соколов, В. А. Перевозчикова и другие). Нет единой точки зрения о при-

надлежности к ятулию более древней тунгудско-надвоицкой свиты и суйсарского осадочно-вулканогенного комплекса. В связи с разногласиями по объему ятулия и стратиграфическому взаимоположению отдельных комплексов расчленение его производится по-разному. В целом в разрезе ятулия выделяется обычно несколько крупных осадочно-вулканогенных циклов, начинающихся осадочными породами и завершающихся основными вулканитами, туфами и туфогенными образованиями. Л. Я. Харитонов [192], В. З. Негруца и Ю. Б. Богданов [35] выделяют два таких цикла. Геологи Института геологии Карельского филиала АН СССР в последнее время расчленяют ятулий на три осадочно-вулканогенные толщи [37]. Вопросы литологии и палеогеографии отложений ятулия неоднократно рассматривались в многочисленных публикациях [104, 122, 123, 125 и многие другие]. Наиболее полные сведения по их вещественному (в том числе и химическому) составу и другим литолого-фациальным особенностям содержатся в работах В. А. Соколова и др. [37], В. З. и Т. Ф. Негруца [124, 127].

Метаморфизованные, в различной степени нормально-осадочные образования ятулия представлены грубообломочными, песчаными, карбонатными и первично глинистыми отложениями, слагающими различной мощности пласты и пачки или тонко чередующимися друг с другом, часто с весьма постепенными взаимопереходами. В небольшом количестве среди них развиты шунгитовые и железистые породы.

Среди обломочных отложений (конгломератов, гравелитов, песчаников) по минеральному составу обломков выделяются кварцевые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые (аркозовые и граувакковые). В кварцевых песчаниках наблюдается кварцевый (регенерационный и кристификационный), кварцево-слюдистый и карбонатный типы цемента. Последние два характерны и для кварцевых конгломератов. Кварцевые песчаники с кварцевым цементом характеризуются наибольшей чистотой (не более 5% примесей) и занимают в общем объеме ятулийских отложений не менее 15%. Особенно широко они развиты в нижнем ятулии. Песчаники с кварцево-слюдистым цементом распространены наиболее широко. Они образуют пачки до 5—6 м мощности среди других разновидностей кварцевых песчаников и небольшие прослои в пачках переслаивания с глинистыми сланцами. Песчаники с карбонатным цементом в разном количестве встречаются в различных частях разреза ятулия. Иногда среди кварцевых песчаников отмечаются разновидности, резко обогащенные шлиховыми минералами — магнетитом и титано-магнетитом, в меньшем количестве цирконом и турмалином.

Кварцевые конгломераты и гравелиты также являются широко распространенной группой обломочных пород и в различных частях разреза составляют от единиц до 30—32% (иногда до 33—40%), а в районе оз. Маймъярви общая их мощность

в основании ятулия достигает 200 м. Обычный размер галек в конгломератах от 1 до 5—10 см, сортировка и окатанность различные. До 95% галек сложено кварцем, около 5% составляют гальки кварцитов, гранитов и сланцев. Наиболее крупногалечные разновидности конгломератов приурочены к основанию разреза, где они заполняют впадины древнего рельефа.

Полевшпатово-кварцевые и аркозовые песчаники наиболее широко развиты в нижней части разреза ятулийских отложений, где они связаны непосредственно с древними корами выветривания на гранитах или с гранитными элювиальными брекчиями и кварц-гранитными конгломератами, заполняя с последними глубокие понижения древнего рельефа. Количество полевых шпатов, представленных альбит-олигоклазом и микроклином, достигает в песчаниках 25—50%. Микроклин обычно более свежий, плагиоклаз замутнен и замещается серицитом, карбонатом, кварцем и хлоритом. Вверх по разрезу степень изменения плагиоклазов усиливается вплоть до полного их замещения. Описываемые разновидности песчаников широко распространены также в среднем и верхнем ятулии, хотя количество полевых шпатов не превышает здесь 15—20%. Полимиктовые отложения грауваккового ряда залегают в разрезе обычно над основными вулканогенно-туфогенными породами и содержат кроме кварца и полевых шпатов обломки последних.

Карбонатные породы образуют прослои среди песчаников в различных частях разреза ятулия, а в верхней части слагают пачки мощностью до нескольких десятков метров. В основании ятулийских отложений карбонатный материал цементирует гранитные конглобрекчи. По составу среди карбонатных пород выделяются известняки и доломиты. Для прослоев, залегающих среди песчаников, характерна значительная примесь обломочного кварца, серицита, рудного материала.

Глинистые породы развиты в разрезе ятулия неравномерно, но довольно широко и характеризуются большим разнообразием. Окраска их серая, зеленовато-серая, розоватая, красноватая, вишнево-красная и т. д. На плоскостях напластования отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, наблюдаются подводнооползневые и седиментогенные брекчиевидные текстуры. Мощные самостоятельных пачек глинистые породы не образуют, а встречаются в виде тонких (от 1—2 до 10 см) прослоев. В среднем ятулии они слагают также маломощные пачки мощностью до 2—5 м, а в верхнем — до 5—10 м. Для глинистых пород наиболее характерен хлорит-серицитовый состав с буроватой тонкозернистой основной массой. В других случаях в переменном количестве присутствует примесь обломочного и карбонатного материала, иногда сланцы обогащены тонкозернистым лимонитизированным гематитом.

Ятулийские отложения залегают на древней метаморфизованной коре выветривания, остатки которой обнаружены во

множестве пунктов на самых разнообразных породах архея и нижнего протерозоя: архейских гнейсо-гранитах, орто- и парапородах нижнего протерозоя, сарнилийских конгломератах [37, 100—102, 104, 122, 123, 126, 175 и др.]. Лучше всего изучены и охарактеризованы химическими анализами коры выветривания на гранитах и гнейсо-гранитах архейского основания [37, 99—101, 175].

Кора выветривания на гранитах имеет отчетливо зональное строение и представлена (снизу): зоной измененных (серицитизированных и хлоритизированных) гранитов с сохранившейся структурой, зоной сильно измененных гранитов с реликтами первичной структуры и зоной сланцеватых пород кварц-серицитового состава. Общая мощность коры изменяется от 5 до 24 м. А. С. Корякин [100] отмечает, что во всех профилях коры выветривания серицитизация полевых шпатов в той или иной мере сопровождается развитием карбонатов и окварцеванием пород, а верхний кварц-серицитовый слой нередко перекрывается сначала линзовидными прослоями доломитов и кремней и только выше — кварцитами ятулия. Большинство исследователей вслед за финскими геологами считает, основываясь на широком развитии в коре серицита и на находках в коре и в ятулийских кварцитах того или иного количества каолинита, что рассматриваемая кора относится к каолинитовому типу.

В табл. 18 приведены сведения о химическом составе пород одного из наиболее полных профилей коры выветривания на гранитах. Из таблицы по содержанию и отношениям между окислами видно, что вверх по профилю возрастает относительное количество малоподвижных окислов, значительно увеличивается роль окисного железа и происходит преимущественный вынос натрия и кальция по сравнению с калием и магнием. В этом отношении данная кора выветривания сходна как будто с допурпольскими корами Патомского нагорья. Однако обращает внимание значительно меньшая интенсивность выноса подвижных элементов (отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему уменьшается всего от 0,76 в гранитах до 0,59 в кровле коры) и весьма значительное увеличение вверх по профилю не только количества калия, но и магния. Высокое содержание калия в породах В. А. Соколов и К. И. Хейсканен [175] объясняют позднейшим калиевым метасоматозом, а магния — засушливыми условиями выветривания. Точки зрения о засушливом климате придерживается и А. С. Корякин [100], ссылаясь на карбонатизацию и окварцевание в коре выветривания. Однако если допустить засушливость климата в предьятулийское и ятулийское время, с чем по ряду данных можно согласиться, то трудно представить развитие в таких условиях каолинитовой коры выветривания. Каолинитовое выветривание протекает в условиях теплого или жаркого влажного климата, когда в коре создается кислая среда. При сухом и полусухом

ТАБЛИЦА 18

Химический состав (вес. %) пород из дютаулийской коры выветривания на кина [101]

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1*	65,31	0,79	15,79	2,06	1,80	0,04	2,93	2,03	4,40	2,66	0,37
2	65,97	0,55	15,14	2,20	0,73	0,06	2,25	2,58	3,39	3,52	0,23
3	64,36	0,64	14,81	2,32	1,04	0,04	2,56	3,24	3,70	3,14	0,25
4	62,75	0,53	15,91	3,03	0,68	0,04	2,53	2,89	3,06	4,13	0,27
5	62,62	0,55	14,80	2,72	0,97	0,06	2,72	3,94	0,63	5,03	0,25
6	64,33	0,56	15,43	2,74	0,82	0,03	2,23	2,54	3,06	4,01	0,23
7	64,76	0,60	14,94	2,45	0,74	0,03	2,12	2,58	2,70	4,50	0,25
8	63,63	0,60	16,36	2,78	0,51	0,03	1,98	2,66	1,35	5,12	0,27
9	63,74	0,73	17,30	2,92	0,53	0,01	3,22	0,91	0,51	6,12	0,27
10	62,63	0,63	18,12	2,88	0,63	0,02	3,17	0,93	0,41	6,47	0,27
11	58,85	0,79	19,90	3,18	0,71	0,02	3,31	1,39	0,24	6,92	0,50
12	59,82	0,91	17,57	5,55	0,53	0,05	3,01	1,42	0,22	6,55	—

* 1—3 — незначительно серицитизированный и неизменный гранит, 4—7 — сильно серицитизированный гранит, 8—11 — кварц-серицитовая порода, 12 — средний химический состав глинистых сланцев ятулия (по 46 анализам из работы [37]).

климате в коре возникают глинистые минералы, характерные для щелочной среды: монтмориллонитовые, нонтронитовые и др. [116].

Представлениям о каолиновом характере выветривания в дютаулийское и ятулийское время противоречат данные о вещественном (в особенности химическом) составе как самих кор, так и терригенных отложений ятулия, представляющих собой продукты перемыва и переотложения этих кор. Уже простое сравнение среднего химического состава глинистых отложений с составом пород из верхней части коры выветривания на гранитах показывает, что между ними практически нет никакой разницы ни в содержании отдельных породообразующих элементов, ни в отношениях между окислами (см. табл. 18). Такое сходство может свидетельствовать только о том, что и размытые (верхние) части кор по степени химической зрелости не отличались от сохранившихся их остатков.

Закономерности и особенности химического состава глинистых отложений ятулия значительно искажаются за счет присутствия в породах переменного количества карбонатов, которое, естественно, сказывается на относительном содержании не только окиси кальция и магния, но и всех остальных породообразующих окислов. В табл. 19 приведены химические анализы первично глинистых пород, которые не содержат карбонатов или содержат их в незначительном количестве. Особенности химического состава глинистых пород видны здесь исключи-

гранитах Центральной Карелии (участок Ахвенламби, по данным А. С. Коря-

H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма	Al ₂ O ₃ / SiO ₂	TiO ₂ / Al ₂ O ₃	FeO/ Fe ₂ O ₃	CaO/ MgO	Na ₂ O/ K ₂ O	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃
1,88	0,07	0,46	0,11	100,70	0,242	0,050	0,874	0,693	1,654	0,76
1,15	0,13	1,26	0,26	99,42	0,229	0,036	0,332	1,147	0,963	0,78
1,96	0,07	1,70	0,15	99,98	0,230	0,043	0,448	1,265	1,178	0,85
1,96	0,13	1,64	0,01	99,56	0,253	0,033	0,224	1,142	0,741	0,79
2,44	0,18	2,28	0,21	99,40	0,236	0,037	0,357	1,448	0,125	0,83
1,88	0,17	1,34	0,08	99,45	0,248	0,036	0,299	1,139	0,763	0,76
1,82	0,27	1,68	0,05	99,49	0,237	0,040	0,302	1,217	0,600	0,79
2,32	0,08	1,80	0,04	99,53	0,257	0,036	0,147	1,343	0,264	0,68
2,91	0,27	0,24	0,12	99,80	0,271	0,046	0,181	1,283	0,083	0,62
2,87	0,22	0,10	0,17	99,52	0,289	0,038	0,219	0,293	0,063	0,61
3,38	0,15	0,12	0,20	99,66	0,338	0,040	0,223	0,420	0,035	0,59
4,01	0,15	—	—	99,79	0,294	0,052	0,095	0,476	0,034	0,64

ицитизированный гранит, 8—11 — кварц-серицитовая порода, 12 — средний химический состав

тельно четко. Прежде всего обращает внимание строгое однообразие их состава как по содержанию отдельных окислов, так и по отношениям между ними. Все глинистые породы, как и породы коры выветривания, содержат весьма значительные количества калия и магния и сравнительно небольшое количество глинозема. В отдельных пробах содержание глинозема возрастает до 20%, а в двух оно достигает даже 26,78 и 29,88%, но в этих же пробах пропорционально возрастает и содержание калия, в связи с чем отношение K₂O:Al₂O₃ остается неизменным.

Все породы характеризуются сравнительно небольшим кремневым модулем и очень высокими значениями отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, которые равны или даже превышают значения этих отношений в гидрослюдистых глинах (см. гл. 2). Следующей особенностью глинистых пород ятулия являются очень большие значения отношений K₂O:MgO и K₂O:Al₂O₃. Судя по первому из них, исходные отложения должны были бы иметь существенно гидромусковитовый состав, так как в обычных гидрослюдистых глинах значения этого отношения колеблются в пределах 1,40—1,60. Однако отношения K₂O:Al₂O₃ в ятулийских глинистых породах имеют чрезвычайно высокие значения (чаще всего 0,38—0,42), в то время как в эталонных гидрослюдистых глинах они равны всего 0,21, а в мусковите и гидромусковите — 0,31. Следовательно, только часть калия была связана в рассматриваемых породах с гидрослю-

Химический состав (вес. %) глинистых сланцев ятулия (по данным В. А. Соко

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	Σ ш. и щ.-з.	$\frac{\Sigma \text{ ш. и щ.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
1	61,93	0,72	17,02	8,15	0,28	Сл.	2,08	Сл.	0,14	6,57	0,16	2,83	99,88	0,275	0,043	8,79	0,52	3,16	0,39
2	62,00	0,64	16,40	5,87	0,12	0,09	2,42	1,83	0,14	6,72	0,08	3,21	99,52	0,265	0,039	11,11	0,68	2,78	0,41
3	58,03	0,61	22,36	3,27	0,07	0,01	3,35	—	0,18	8,72	0,12	3,79	100,51	0,385	0,027	12,15	0,54	2,57	0,39
4	61,80	0,72	18,71	4,65	0,16	0,02	2,70	Сл.	0,11	7,44	0,11	4,02	100,44	0,303	0,038	10,25	0,55	2,76	0,40
5	59,50	0,74	18,82	6,17	0,44	0,03	3,32	0,26	0,13	8,26	0,15	3,34	101,16	0,316	0,039	10,97	0,58	3,56	0,43
6	68,70	0,78	16,23	2,68	0,47	Сл.	1,30	0,37	1,78	5,30	0,18	2,29	100,08	0,236	0,048	8,75	0,54	4,08	0,33
7	82,74	0,24	8,61	1,72	0,57	"	0,92	0,22	0,09	3,29	0,08	1,15	99,63	0,104	0,028	4,52	0,53	3,58	0,38
8	57,35	0,94	19,17	8,58	0,22	0,03	2,10	1,00	0,25	6,20	0,14	4,14	100,12	0,334	0,049	9,55	0,50	2,95	0,32
9	59,40	0,87	18,55	8,16	0,20	0,07	2,18	0,82	0,15	6,86	0,11	2,88	100,25	0,312	0,048	10,01	0,54	3,15	0,37
10	59,00	0,96	18,68	6,50	0,22	0,02	2,93	0,26	0,15	7,78	0,39	3,42	100,31	0,316	0,051	11,12	0,59	2,66	0,42
11	54,25	1,04	20,79	9,23	0,10	0,04	2,69	Не обн.	0,15	8,16	0,28	3,51	100,24	0,383	0,050	11,00	0,53	3,03	0,39
12	64,41	0,70	17,34	5,05	0,48	0,09	2,01	0,47	0,12	6,40	0,22	3,32	100,61	0,269	0,040	9,00	0,52	3,18	0,37
13	57,12	0,67	19,44	7,30	0,13	0,16	2,66	0,17	0,48	6,90	0,42	3,76	99,21	0,340	0,035	10,21	0,53	2,59	0,35
14	59,63	0,63	17,21	8,48	0,57	0,04	2,66	0,41	0,18	7,19	0,13	3,13	100,26	0,288	0,036	10,44	0,61	2,70	0,42
15	56,08	0,87	19,78	7,15	0,54	0,02	3,15	0,45	0,13	8,15	0,19	3,59	100,10	0,353	0,044	11,88	0,60	2,69	0,43
16	58,72	0,60	20,17	5,31	0,42	0,03	3,02	0,20	0,22	8,00	0,09	3,61	100,39	0,343	0,030	11,44	0,57	2,65	0,40
17	65,72	0,48	16,44	3,89	0,45	0,02	2,60	0,31	0,12	6,60	0,07	3,02	99,72	0,250	0,029	9,63	0,58	2,54	0,40
18	57,53	0,71	19,27	7,29	0,37	0,02	2,94	0,56	0,12	7,76	0,20	3,15	99,92	0,335	0,037	11,38	0,59	2,64	0,40
19	59,66	0,66	18,34	7,02	0,44	0,03	2,49	0,38	0,12	7,76	0,19	3,41	100,50	0,307	0,036	10,65	0,58	2,71	0,42
20	58,91	0,56	21,16	2,77	0,37	0,08	1,75	1,90	0,40	8,12	0,21	3,94	100,17	0,359	0,027	12,17	0,58	4,64	0,38
21	48,23	1,48	29,88	2,05	—	Сл.	2,89	—	0,20	10,44	0,06	4,38	99,61	0,617	0,049	13,53	0,45	3,61	0,35
22	60,93	0,66	18,83	5,94	0,42	0,03	2,57	0,39	0,12	7,25	0,12	3,39	100,65	0,309	0,035	10,33	0,55	2,82	0,38
23	54,95	1,07	21,83	6,31	0,37	Сл.	2,55	0,10	0,10	9,33	0,09	3,83	100,53	0,397	0,049	12,08	0,55	3,66	0,43
24	69,04	0,56	16,07	4,29	0,11	0,01	1,94	—	0,13	5,55	0,06	2,55	100,31	0,233	0,035	7,62	0,47	2,86	0,34
25	72,23	0,49	13,28	3,70	0,14	0,01	2,03	Сл.	0,11	5,11	0,11	2,28	99,49	0,184	0,035	7,25	0,55	2,52	0,38
26	62,80	0,62	18,59	3,38	0,39	0,02	3,22	0,02	0,21	7,00	0,18	3,38	99,81	0,296	0,033	10,45	0,56	2,17	0,38
27	68,52	0,75	15,48	2,88	0,30	0,04	2,65	0,48	0,16	5,77	0,12	2,69	99,84	0,226	0,049	9,06	0,59	2,18	0,37
28	68,26	0,63	14,85	3,92	0,29	0,03	2,58	0,36	0,16	6,15	0,20	2,54	99,97	0,218	0,043	9,25	0,62	2,28	0,41
29	66,26	0,73	14,98	5,79	0,47	0,02	2,82	0,27	0,09	5,34	0,15	2,98	99,90	0,226	0,049	8,52	0,57	1,89	0,36
30	62,73	0,78	17,34	6,68	0,35	0,03	2,06	0,93	0,18	6,66	0,15	3,12	101,01	0,276	0,045	9,87	0,57	3,23	0,38
31	70,21	0,55	15,24	2,74	0,31	Сл.	2,08	0,82	0,09	5,80	0,10	2,53	100,47	0,217	0,036	8,79	0,51	2,79	0,38
32	62,90	0,69	17,06	7,33	0,13	"	2,21	0,20	0,10	6,73	0,12	2,99	100,46	0,271	0,040	9,25	0,54	3,05	0,39
33	51,00	0,75	26,78	3,47	0,22	—	3,20	0,18	0,10	10,24	0,26	4,30	100,50	0,525	0,028	13,72	0,51	3,20	0,38

дами, другая часть его должна была входить в состав алюмосиликатов, более богатых калием. Таковыми являются калиевые полевые шпаты, в которых значение отношения $K_2O : Al_2O_3$ достигает 0,92. Сравнение отношений $K_2O : Al_2O_3$ в указанных минералах и глинистых породах ятулия приводит к выводу, что в последних от 20 до 50% калия было связано с полевыми

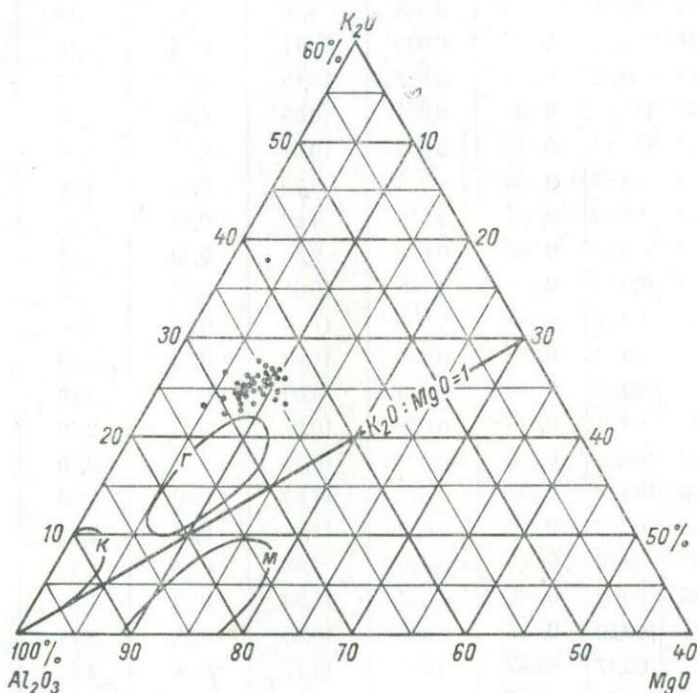


Рис. 38. Диаграмма Al_2O_3 — K_2O — MgO глинистых отложений ятулия Центральной Карелии.

шпатами. В связи с этим и отношения $K_2O : MgO$ в глинистой фракции ятулийских отложений должны быть значительно ниже, чем следует из табл. 19. Расчет показывает, что они должны равняться 1,30—1,60.

Таким образом, химический состав глинистых отложений ятулия указывает, что они были представлены обычными гидрослюдистыми глинами со значительной примесью калиевых полевых шпатов в тонкозернистой алевритовой фракции. Эти калиевые полевые шпаты, по-видимому, принимаются за тонкозернистый кварц [37]. Калишпатово-гидрослюдистый состав рассматриваемых отложений очень хорошо виден на диаграмме Al_2O_3 — K_2O — MgO (рис. 38). На этой диаграмме все точки со-

става глинистых пород располагаются выше эталонного поля гидрослюдистых глин, смещаясь в сторону вершины K_2O .

Весьма показательным, что химический состав песчаных пород ятулия по степени зрелости находится в полном соответствии с химическим составом глинистых отложений. На треугольной диаграмме САК точки состава терригенных пород

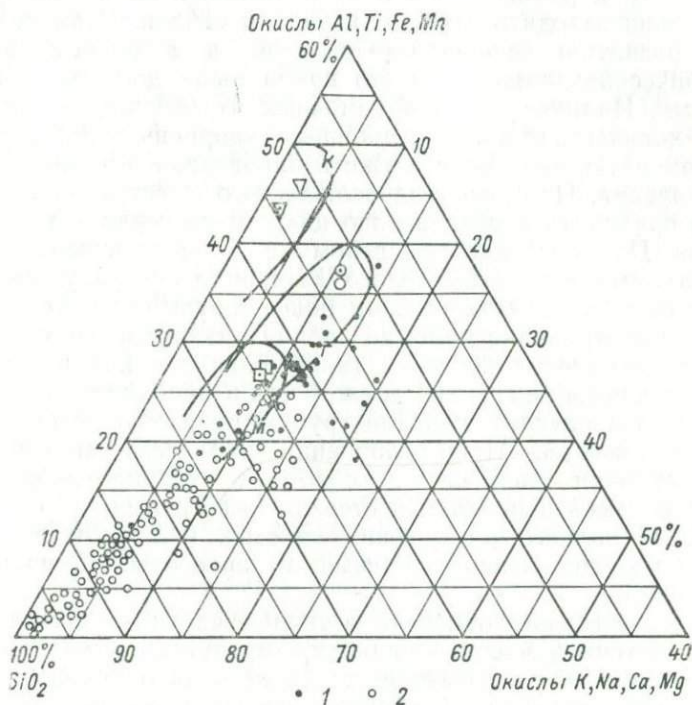


Рис. 39. Диаграмма САК общего химического состава песчаных и глинистых отложений ятулия Центральной Карелии.

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаные породы. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

образуют единый в геохимическом отношении ряд от гидрослюдистых глин до кварцевых песчаников (рис. 39). Кварцевые песчаники ятулия возникли за счет перемива и очищения от полевошпатового обломочного материала, а не за счет переотложения продуктов каолинового выветривания. На диаграмме точки состава как глинистых, так и песчаных отложений смещены в сторону вершины с подвижными элементами, подчеркивая тем самым повышенное их количество (за счет примеси полевых шпатов и карбонатного материала).

Таким образом, изучение химического состава пород из до-ятулийской коры выветривания и песчано-глинистых отложений

ятулия показывает, что процессы химического выветривания в предьятулийское и ятулийское время не заходили глубже монтмориллонит-гидрослюдистой стадии. Возможно, это объясняется аридностью климата, как считают В. А. Соколов и А. С. Корякин, а возможно, и другими причинами: его умеренностью или более сильными тектоническими движениями, приводившими к размыву кор и не позволявшими процессам выветривания заходить глубже указанной стадии. Судя по широкому развитию грубообломочных пород в разрезе ятулия, тектонические движения в это время были достаточно интенсивными. Наличие среди обломочных ятулийских пород большого количества мономинеральных кварцевых песчаников и конгломератов не может служить опровержением высказанной точки зрения. Процессы гидрослюдистого выветривания вполне могли приводить к разрушению цветных минералов и полевых шпатов. При последующем перемыве и переотложении происходила сортировка выветрелого материала по гранулометрическому составу и, естественно, более крупные и устойчивые против выветривания обломки кварца давали почти мономинеральные скопления песков и галечников, так как выветрелые полевые шпаты неизбежно должны были дробиться, истираться и уходить в алевритовую или грубую пелитовую часть глинистых отложений. При ослаблении процессов выветривания или усилении размыва к обломкам кварца добавлялась также примесь в различной степени выветрелых, но сохранившихся от полного разрушения полевых шпатов и образовывались полевошпатово-кварцевые и аркозовые песчаные породы.

Финские геологи отмечают в нижней части ятулийских кварцитов восточной части Финляндии присутствие каолинита, а П. Эскола [199] указывает даже на несколько крупных местонахождений каолинитов и каолинитовых кварцитов в районе Пуоланка, к северу от оз. Оулуярви. Происхождение и состав этих пород требуют более детального изучения. Сомнительно, чтобы каолинит сохранился в столь древних отложениях, претерпевших складчатость и метаморфизм. Под влиянием этих процессов он должен был перейти в диккит, пирофиллит и другие высокоглиноземистые минералы, как это наблюдается в других районах развития докембрийских каолинитовых глин (Патомское нагорье, Енисейский кряж, район Овруча на Украине). Автору представляется более справедливым мнение Б. Фростеруса о том, что каолинизация первоначально серицитовых пород могла иметь место позже, в палеозое или мезозое [199].

Приведенный выше материал показывает, что ятулийские отложения, хотя и связаны в своем образовании с древними корами химического выветривания, высокоглиноземистых первично глинистых пород в своем составе практически не содер-

жат. К ним можно отнести лишь единичные разновидности сланцев, представлявших первоначально наиболее чистые гидрослюдистые (существенно гидромусковитовые) глины (см. анализы 21 и 33 в табл. 19).

ЛАДОЖСКАЯ СЕРИЯ

Ладожская серия широко распространена в Северном Приладожье и имеет мощность в несколько тысяч метров. По вещественному составу пород и строению разреза она может быть расчленена на три толщи [144]. Нижняя толща (1700—1800 м) вблизи краевой части Карельского массива начинается полимиктовыми конгломератами с гальками и валунами ятулийских кварцито-песчаников, а выше сменяется ритмично чередующимися кварцито-песчаниками и сланцами с линзами кварцевых конгломератов. Для средней толщи характерно четкое ритмичное строение и преобладание первично глинистых пород над песчаными. Глинистые породы превращены в кристаллические сланцы, содержащие гранат, ставролит, андалузит, кордиерит, силлиманит. Многие горизонты сланцев обогащены графитом и сульфидами и имеют темно-серую и черную окраску. В песчаной части ритмов встречаются известково-силикатные конкреции округлой, трубно- или веретенообразной формы. Мощность средней толщи меняется от 540 до 1250 м. Верхняя толща подразделяется иногда на две самостоятельные и сложена внизу эпидот-амфибол-кварцевыми и полевошпатово-амфиболовыми сланцами с косою слоистостью, а выше — мелко- и среднезернистыми кварцитами и биотит-кварцевыми сланцами. Мощность ее 500—550 м. В целом для серии характерно увеличение количества первично глинистых отложений вверх по разрезу.

В нижней толще первично глинистые породы представлены темными тонкополосчатыми сланцами, сложенными кварцем (25—60%), биотитом (20—50%) и мусковитом (10—60%). Второстепенные и аксессуарные минералы — плагиоклаз, хлорит, кальцит, графит, турмалин, апатит, циркон, магнетит и сульфиды. Среди сланцев чаще встречаются мусковитовые разновидности, но есть также двуслюдяные сланцы и гнейсы, состоящие из биотита (25—36%), кварца (30—44%), плагиоклаза (17—23%) и мусковита (6—12%).

В средней толще в северо-восточной части района первично глинистые породы представлены тонкополосчатыми темно-серыми неравномернозернистыми гранат-ставролитовыми и андалузитовыми сланцами, основная масса которых состоит из кварца (25—50%), биотита (25—40%), мусковита (18—35%), иногда плагиоклаза (до 10%). На фоне этой массы наблюдаются порфиробластические выделения граната, ставролита и андалузита, составляющие в сумме 5—8%. В юго-западном направлении в породах появляются кордиерит (до 18%) и силли-

манит (до 12%). Второстепенные и акцессорные минералы представлены хлоритом, турмалином, сфеном, цирконом, магнетитом, ильменитом, пиритом, пирротинном.

Химические анализы гнейсов и сланцев ладожской серии из всех трех толщ и из зон различной степени метаморфизма

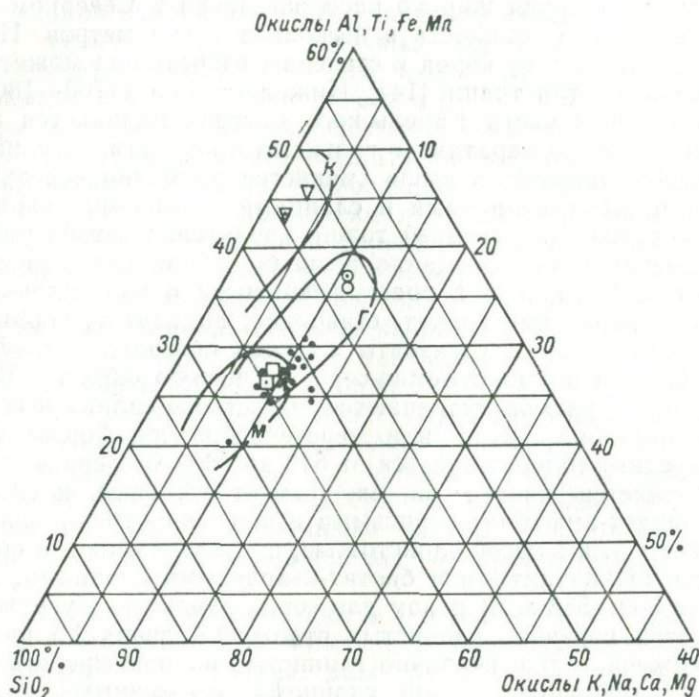


Рис. 40. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых отложений ладожской серии (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

показывают, что первично глинистые породы, несмотря на присутствие в них ставролита, граната, андалузита и других высокоглиноземистых минералов, повсеместно характеризуются низкими содержаниями глинозема (16—18%), лишь в редких случаях достигающими 20—22% [144]. Суммарное содержание щелочей и щелочных земель весьма высокое и составляет в среднем 10,46% (по 26 анализам), из них MgO — 3,86, CaO — 1,57, Na₂O — 1,75 и K₂O — 3,28%. Магний, как видно, преобладает над калием, при высоком к тому же содержанию кальция и натрия.

На треугольной диаграмме САК точки состава глинистых отложений ладожской серии располагаются очень кучно и приурочены к зоне перекрытия эталонных полей гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, тяготея к нижней (правой) их части (рис. 40). Еще нагляднее гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав исходных отложений виден из диаграммы

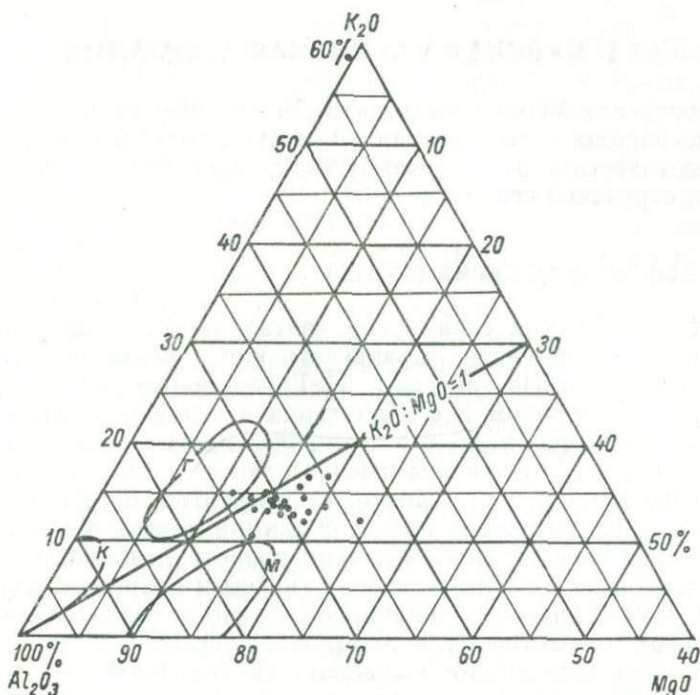


Рис. 41. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—MgO}$ глинистых отложений ладожской серии.

$\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—MgO}$ (рис. 41). По минеральному составу глинистые отложения ладожской серии очень сходны с верхнепротерозойскими первично глинистыми породами харитоновской серии Таймыра (см. рис. 27). Интересно отметить, что между указанными сериями есть и много других сходных черт (см. гл. 5). Обе они обычно рассматриваются как аналоги фанерозойских флишевых образований [77, 78, 144]. Исходный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистых отложений серий хорошо согласуется с подобными представлениями.

Таким образом, изучение химического состава первично глинистых отложений ладожской серии показывает, что, несмотря на присутствие высокоглиноземистых минералов, высокоглиноземистых пород в составе серии нет. Ладожская серия представляет собой мощную песчано-глинистую формацию (возможно, группу формаций) полимиктового состава.

ГЛАВА 10

УКРАИНА И КУРСКАЯ МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ

В пределах Украинского щита докембрийские первично глинистые породы с высоким или повышенным содержанием глинозема известны в тетерево-бугской, приазовской, криворожской и овручской сериях.

ТЕТЕРЕВО-БУГСКАЯ СЕРИЯ (СВИТА)

Тетерево-бугская серия (или свита) наиболее широко развита в западной части Украинского щита, в среднем течении р. Южного Буга. По данным Б. И. Горошникова [63], на участке между г. Гайвороном и с. Капитанка в основании серии залегают амфибол-пироксеновые и амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты. Эти породы перекрываются толщей грубозернистых кварцитов и полевошпатовых кварцитов, в верхней части которой развиты пачки гранат-силлиманитовых и кордиерит-силлиманитовых гнейсов. Выше по разрезу лежат графит-гранат-биотитовые и силлиманитовые гнейсы и кварциты, чередующиеся друг с другом. Заканчивается разрез толщей карбонатных пород (известняков и доломитов), среди которых также встречаются силлиманитсодержащие гнейсы. Б. И. Горошников отмечает, что наиболее широко гнейсы с силлиманитом развиты среди терригенных образований нижней части разреза. Вверх по разрезу количество их уменьшается, они становятся линзовидными и быстро выклиниваются по простиранию. Выше карбонатных пород Б. И. Горошников выделяет в составе тетерево-бугской серии комплекс метаморфизованных магматических пород основного и ультраосновного состава.

Единого понимания возраста, объема и стратиграфического расчленения тетерево-бугской серии нет. Ю. Ир. Половинкина [146, вып. 2] считает, что серию следует выделять в ранге свиты, как предлагал И. В. Лучицкий, и относить к ней только метаморфизованные терригенные и карбонатные породы, залегающие выше пироксен-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Более древние толщи Ю. Ир. Половинкина расчленяет на побужскую, днестровско-бугскую и тикичскую свиты и предполагает, исходя из общих геологических соображений, что тетерево-буг-

ская свита залегает на размытой поверхности этих свит, хотя непосредственно такого залегания пока и не установлено. Все перечисленные свиты Ю. Ир. Половинкина относит к единой архейской гнейсовой серии. Б. И. Горошников возраст тетерево-бугской серии определяет как раннепротерозойский. М. Н. Доброхотов [146, вып. 2] считает, что эта серия является одновозрастной с криворожской.

В Среднем Побужье выделяется несколько наиболее изученных участков развития силлиманитосодержащих пород — Соломиевский, Хоцеватский, Кошаро-Александровский, Станиславчик, Завальевский, Грушковский и Капитанковский. На первых четырех силлиманитовые гнейсы ассоциируют только с терригенными породами (гнейсами и кварцитами), на трех последних в разрезе присутствуют и карбонатные отложения. Мощность и протяженность пачек силлиманитосодержащих пород различны. По Б. И. Горошникову [63], мощность их колеблется от единиц до первых десятков метров. Г. Х. Димитров [67] отмечает, что графит-гранат-силлиманитовые гнейсы (в переслаивании с чарнокитами, кварцитами и гранулитами) слагают пластовые и линзообразные пачки мощностью до 300 м и протяженностью до нескольких километров, а кордиерит-силлиманитовые и гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы Первомайско-Голованевской структуры (район сел Капитанка, Николаевка и Подгурье) развиты в виде останцов мощностью 30—500 м и протяженностью до 6 км.

Макроскопически силлиманитовые гнейсы представляют собой мелко- или среднезернистые породы с полосчатой, реже массивной текстурой и гранобластовой структурой (В. Ю. Кондрачук и Р. И. Онищенко [146, вып. 2]). Минеральный состав пород довольно пестрый и весьма непостоянный, хотя в целом в их составе преобладают кварц, силлиманит, кордиерит, гранат, микроклин, в меньшей мере — плагиоклазы, биотит и графит. По данным Г. Х. Димитрова [67], содержание указанных минералов колеблется в графит-гранат-силлиманитовых гнейсах в пределах: силлиманит 5—40, гранат 10—50, кварц 30—80, калиевый полевой шпат 1—20, графит 1—7, биотит до 5%. В кордиерит-силлиманитовых и гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсах содержания этих минералов также весьма изменчивы: силлиманит 2—62, кордиерит 3—72, кварц до 47, олигоклаз 5—50, микроклин до 40, гранат до 25, биотит до 8%. Не менее резкие колебания в содержании перечисленных минералов отмечает и Б. И. Горошников [63, табл. 2]. Судя по этим данным, среди силлиманитосодержащих пород выделяются все разновидности от кварцитов до гнейсов и кристаллических сланцев.

Химический состав рассматриваемых пород хотя и специфичен, но достаточно разнообразен (табл. 20). Наибольшие различия наблюдаются между силлиманитосодержащими породами, приуроченными к нижней терригенной части разреза (участки

Химический состав (вес. %) силлиманитсодержащих кристаллических сланцев

№ п/п*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	46,51	0,57	22,15	2,32	11,57	0,50	3,62	4,50	3,13	0,32	—
2	58,22	0,76	27,18	—	6,83	0,36	2,04	0,60	0,37	1,68	0,01
3	42,60	1,20	38,06	1,82	9,84	Сл.	2,48	1,20	0,32	0,55	Сл.
4	50,79	1,29	20,56	1,31	13,54	0,41	6,68	0,90	0,57	0,92	0,13
5	41,11	0,61	36,43	0,69	10,15	0,52	2,0	3,37	0,61	1,00	0,02
6	57,74	0,64	28,66	2,04	1,58	0,17	2,41	1,44	0,01	2,66	—
7	57,74	0,64	31,51	1,32	2,23	0,42	0,72	2,06	0,30	0,35	—
8	57,82	0,54	31,23	0,73	2,22	0,28	1,24	1,34	0,04	2,25	0,03
9	57,00	0,54	32,56	1,28	2,24	0,20	0,72	1,33	0,08	2,70	—
10	59,93	0,49	31,77	2,19	1,08	—	0,66	0,96	0,23	1,68	—
11	59,53	0,51	31,20	2,18	1,36	—	0,58	1,61	1,53	1,89	—
12	60,30	0,45	30,66	0,81	1,51	—	0,52	1,54	2,55	1,36	—
13	66,05	0,45	27,04	0,28	2,08	—	0,29	1,37	0,95	2,31	—
14	57,73	0,68	29,53	1,56	2,37	—	0,59	2,06	0,90	0,87	—
15	60,80	0,60	27,91	1,27	2,45	—	0,45	1,35	1,32	1,71	—
16	57,41	0,66	33,25	0,72	2,87	—	0,41	0,96	0,43	1,50	—
17	60,31	0,70	29,46	0,95	2,37	—	0,29	1,27	0,89	1,09	—
18	52,78	0,91	36,70	1,05	3,01	—	0,47	1,48	1,13	1,10	—
19	55,46	0,90	30,21	2,08	2,31	—	0,37	1,41	1,29	1,28	—
20	61,62	1,03	28,12	0,98	1,65	—	0,50	0,60	2,65	1,68	0,06
21	53,78	0,52	31,03	2,31	3,59	—	2,24	1,50	1,09	1,70	Сл.
22	41,17	0,65	37,40	5,60	4,59	—	1,48	1,00	0,48	1,50	0,05
23	42,71	0,52	31,11	3,84	8,23	0,17	2,74	1,05	0,18	1,30	0,10
24	46,99	1,08	39,50	2,26	2,26	Сл.	0,91	0,80	0,49	2,23	0,03
25	48,63	1,0	36,70	—	4,74	0,14	2,48	0,85	1,10	1,60	0,13
26	55,18	0,72	30,45	2,52	4,33	0,11	0,26	0,22	—	2,23	0,04
27	59,34	0,56	21,55	1,09	6,54	Сл.	0,76	0,70	1,22	6,46	0,05
28	49,65	1,11	31,37	2,85	5,32	0,06	0,99	0,95	0,86	4,78	Сл.
29	53,10	1,55	29,84	2,45	4,45	0,12	1,03	0,60	0,80	3,66	0,18
30	57,37	1,32	28,34	2,11	3,31	Сл.	0,82	0,45	0,23	2,93	0,05
31	43,46	0,62	25,16	7,48	11,21	0,29	4,56	3,15	1,30	1,32	0,07
32	44,15	0,80	33,09	4,13	8,84	0,09	2,21	1,35	0,62	3,36	0,05
33	56,80	0,62	25,39	3,34	7,04	0,09	1,49	0,70	0,31	2,40	0,07
34	52,00	0,76	33,75	1,98	6,11	Сл.	0,96	0,35	0,15	1,92	0,16
35	43,73	0,90	35,55	1,53	8,69	0,24	2,72	1,15	0,17	2,40	0,38
36	44,23	0,63	34,05	3,04	6,28	0,21	3,40	0,40	—	3,76	0,29
37	60,30	1,74	18,71	9,75	0,57	0,03	0,75	0,11	0,08	0,49	0,04
38	58,08	0,40	23,00	3,12	6,18	0,12	1,90	1,19	0,09	0,63	—
39	48,48	0,68	38,05	3,04	0,14	—	—	1,70	2,42	0,74	0,01
40	63,90	0,36	20,76	5,75	0,44	0,02	1,83	0,55	0,02	0,66	—
41	54,12	0,56	28,24	5,73	0,14	Сл.	—	1,27	1,85	1,17	0,02
42	50,76	0,44	27,27	4,14	4,16	1,01	1,08	2,55	1,39	2,73	—
43	58,80	0,39	24,20	0,93	5,24	0,03	1,95	1,19	0,15	3,45	—
Сред- нее	53,91	0,75	29,97	2,58	4,55	0,19	1,55	1,28	0,79	1,92	0,08
44	54,82	0,50	20,50	0,74	3,52	—	2,69	0,90	0,13	10,84	0,11
45	55,11	0,37	22,00	0,24	5,59	Сл.	2,08	0,65	0,15	9,76	0,09
46	55,19	0,72	18,46	1,35	5,89	*	3,42	0,95	0,13	9,60	0,22

Среднего Побужья

SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ SiO ₂	TiO ₂ Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O MgO	K ₂ O Al ₂ O ₃
—	0,58	4,33	100,10	0,476	0,026	2,01	11,57	0,52	0,1	0,01
0,41	0,28	2,22	100,96	0,467	0,028	—	4,69	0,17	0,8	0,06
—	0,30	2,38	100,75	0,893	0,032	5,41	4,55	0,12	0,2	0,01
0,58	0,06	1,81	99,55	0,405	0,063	10,34	9,07	0,44	0,1	0,05
1,20	0,18	1,81	99,70	0,886	0,019	14,71	6,98	0,19	0,5	0,03
—	0,02	1,79	99,16	0,496	0,022	0,77	6,52	0,23	1,1	0,09
—	0,10	1,76	99,15	0,546	0,020	1,69	3,43	0,11	0,5	0,01
—	0,04	1,78	99,54	0,540	0,017	3,04	4,87	0,16	1,8	0,07
—	—	0,59	99,24	0,571	0,02	1,75	4,83	0,15	3,7	0,08
—	—	1,01	100,00	0,530	0,015	0,49	3,53	0,11	2,5	0,05
—	—	1,05	101,44	0,524	0,02	0,624	5,81	0,19	3,0	0,06
—	—	1,27	100,97	0,508	0,015	1,86	5,97	0,20	2,6	0,04
—	—	1,06	101,88	0,409	0,02	7,43	4,92	0,18	7,7	0,09
—	—	1,80	99,09	0,512	0,023	1,52	4,32	0,14	1,4	0,03
—	—	1,40	99,26	0,459	0,02	1,93	4,83	0,17	3,8	0,06
—	—	1,28	99,49	0,577	0,02	3,98	3,30	0,10	3,7	0,05
—	—	1,56	98,89	0,488	0,023	2,49	3,54	0,12	3,7	0,03
—	—	1,74	100,37	0,695	0,025	2,87	4,18	0,11	2,3	0,03
—	—	2,05	97,36	0,545	0,03	1,11	4,35	0,14	3,5	0,04
—	0,63	0,79	100,31	0,456	0,037	1,68	5,43	0,19	3,4	0,06
0,10	0,57	2,66	101,09	0,577	0,017	1,55	6,53	0,21	0,8	0,05
0,20	1,23	5,61	100,96	0,908	0,017	0,82	4,46	0,12	1,0	0,04
0,17	1,81	7,82	101,75	0,728	0,017	2,14	5,27	0,17	0,5	0,04
—	0,36	3,57	100,48	0,841	0,027	1,00	4,43	0,11	2,4	0,06
—	0,60	2,20	100,17	0,755	0,027	—	6,03	0,16	0,6	0,04
—	0,30	4,01	100,37	0,552	0,024	1,72	2,71	0,09	8,6	0,07
—	0,82	1,00	100,09	0,363	0,026	6,00	9,14	0,44	8,5	0,30
0,18	0,28	1,15	99,55	0,632	0,035	1,87	7,58	0,24	4,8	0,15
0,67	0,55	1,80	100,80	0,562	0,052	1,82	6,09	0,20	3,5	0,12
1,22	0,44	2,84	101,45	0,494	0,046	1,57	4,43	0,16	3,6	0,10
—	0,16	2,07	100,85	0,579	0,025	1,50	10,33	0,40	0,3	0,05
0,10	0,14	2,10	101,03	0,749	0,024	2,14	7,54	0,23	1,5	0,10
1,09	0,15	1,40	100,89	0,447	0,024	2,11	4,90	0,19	1,6	0,09
—	0,24	2,05	100,43	0,649	0,023	3,09	3,38	0,10	2,0	0,06
—	0,26	1,83	99,55	0,813	0,025	5,68	6,44	0,18	0,9	0,07
—	0,64	4,31	101,24	0,770	0,019	2,07	7,56	0,22	1,1	0,11
—	0,38	7,19	100,14	0,310	0,093	0,058	1,43	0,08	0,7	0,03
—	0,03	6,04	100,78	0,396	0,017	1,98	3,81	0,17	0,3	0,03
—	0,50	5,00	100,76	0,785	0,018	0,046	4,86	0,13	—	0,02
—	0,34	6,85	101,48	0,325	0,017	0,076	3,26	0,16	0,3	0,03
—	0,47	7,36	100,93	0,522	0,002	0,024	4,29	0,16	0,9	0,04
—	0,48	5,07	101,08	0,537	0,016	1,02	7,75	0,28	2,5	0,10
—	0,06	3,94	100,36	0,412	0,016	5,45	6,74	0,28	1,8	0,14
0,54	0,40	2,82	101,33	0,556	0,025	1,764	5,54	0,19	1,2	0,06
0,70	0,66	4,04	100,15	0,374	0,024	4,76	14,56	0,71	4,0	0,53
0,15	0,67	2,69	99,55	0,399	0,017	23,29	12,64	0,57	4,2	0,44
0,87	0,41	2,84	100,05	0,334	0,039	4,36	14,10	0,76	2,8	0,52

№ п/п*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
47	48,20	0,44	23,93	1,60	7,10	Сл.	3,16	1,15	0,10	10,34	0,13
48	44,96	1,32	24,44	1,96	15,81	0,16	3,78	1,25	0,41	2,10	0,18
49	67,41	0,63	14,56	2,27	4,10	Сл.	1,99	1,85	1,81	3,78	0,03
50	57,42	0,92	15,91	2,14	11,35	—	1,96	0,70	0,30	4,38	0,49
51	58,37	0,85	17,39	3,02	11,28	0,06	1,64	0,60	1,54	2,40	0,13
52	67,80	0,40	16,57	0,73	4,63	0,11	1,99	1,08	0,81	4,39	0,05
53	78,28	0,66	11,61	0,99	4,35	0,13	1,63	0,75	0,87	1,05	—
54	55,56	0,63	20,95	0,55	8,58	0,26	5,90	1,25	0,06	1,93	0,05
55	52,00	0,67	26,20	1,08	6,13	0,39	2,75	1,62	0,24	3,35	0,07

* У частки: 1—9 — Соломиевский, 10—19 — Хошеватский, 20—25 — Станиславчик, 26—43 ковский. Анализы: 1—5, 20—36, 44—51 приведены по данным Б. И. Горошникова [63].

Соломиевский, Хошеватский, Станиславчик, Кошаро-Александровский), и породами верхней его части, ассоциирующими с карбонатными отложениями. Для первых характерны в целом весьма высокие содержания глинозема (в среднем 29,97%), большие значения кремневого модуля (0,556), невысокое содержание щелочей и щелочных земель (5,54%) и небольшие значения отношений их суммы к глинозему (0,19). Содержания K₂O и MgO, а соответственно и отношения K₂O:MgO в этих породах меняются в широких пределах, но отношение K₂O:Al₂O₃ остается, как правило, низким. Все эти особенности химического состава свидетельствуют о том, что исходные отложения были представлены существенно каолинитовыми глинами с подчиненной примесью глинистых минералов гидрослюдистой (гидромусковитовой) и монтмориллоновой групп.

Силлиманитсодержащие породы, ассоциирующие с карбонатными отложениями, характеризуются невысокими содержаниями глинозема (в среднем 19,38%), пониженными значениями кремневого модуля (0,335) и большим количеством щелочей и щелочных земель (в среднем 9,74%). Отношение их суммы к глинозему составляет в среднем 0,50, а по высоким отношениям K₂O:MgO и K₂O:Al₂O₃ можно полагать, что в составе исходных отложений преобладали гидрослюды гидромусковитового ряда.

На треугольной диаграмме САК точки состава силлиманитсодержащих пород первой группы располагаются внутри эталонного поля каолинитовых глин или между ним и эталонными полями гидрослюдистых и монтмориллоновых глин (рис. 42). Точки состава пород второй группы располагаются внутри двух последних полей или даже смещаются за их пределы в сторону вершины треугольника с окислами К, Na, Са, Mg.

SO ₃	H ₂ O	П.п.п	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	$\frac{\Sigma \text{ ш. и ш.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
0,53	0,22	2,59	99,49	0,496	0,018	4,44	14,75	0,61	3,3	0,43
—	0,67	3,81	100,85	0,543	0,054	8,07	7,54	0,31	0,6	0,09
0,29	0,43	1,35	100,50	0,216	0,043	1,81	9,43	0,65	1,9	0,26
0,64	0,73	3,97	100,91	0,277	0,058	5,30	7,34	0,46	2,2	0,27
0,67	0,18	1,93	100,06	0,298	0,049	3,74	6,18	0,35	1,5	0,13
0,68	0,27	1,03	100,54	0,244	0,024	6,34	8,27	0,50	2,2	0,26
—	0,48	—	100,80	0,148	0,056	4,39	4,30	0,37	0,6	0,09
1,19	—	2,55	99,46	0,377	0,03	15,60	9,14	0,44	0,3	0,09
1,05	—	2,58	98,13	0,504	0,025	5,67	7,96	0,30	1,3	0,13

— Кошаро-Александровский, 44—47 — Завальевский, 48—51 — Грушковский, 52—55 — Капитан-остальные — по данным Г. Х. Димитрова [67].

Еще более четко каолинитовый или монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовый состав глинистых отложений, приуроченных к терригенной части разреза тетерево-бугской серии, виден на диаграмме $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ (рис. 43). На ней все точки состава пород располагаются внутри или вблизи эталонного поля каолинитовых глин, несколько смещаясь в сторону полей монтмориллонитовых или гидрослюдистых глин. Для точек состава пород, развитых в карбонатной части разреза, характерно чрезвычайно разбросанное распределение на диаграмме, неестественное для нормальных глинистых отложений, возникших за счет одного источника сноса. По-видимому, исходные отложения имели преимущественно гидрослюдистый (5 точек на диаграмме) или монтмориллонит-гидрослюдистый (2 точки) состав, но образовавшиеся по ним породы при метаморфизме подверглись гранитизации, поэтому часть точек на диаграмме и смещается в сторону вершины K_2O треугольника. Одна точка резко смещена в сторону вершины MgO , что, возможно, указывает на вторичное (метасоматическое) изменение породы или на присутствие в исходных отложениях вулканогенного материала основного состава.

Высокоглиноземистые силлиманит- и корундсодержащие породы установлены и среди гнейсовых толщ приазовской серии, по составу и строению весьма сходной с гнейсовой серией западной части Украинского щита. Комплекс осадочно-метаморфических образований, вмещающих указанные породы, Б. И. Горошников [63] сопоставляет с тетерево-бугской серией Среднего Побужья и выделяет под тем же названием. Наиболее известным участком развития высокоглиноземистых пород является Драгунский, расположенный в верховьях р. Конки близ с. Драгунского. Здесь на толще амфиболитов и тесно с ними связанных роговообманковых и биотит-роговообманко-

вых гнейсов залегает горизонт мощностью до 200 м, представленный чередующимися биотит-плаггиоказовыми, биотит-гранатовыми, силлиманит-биотитовыми, силлиманит-кордиерит-биотитовыми, биотит-микроклиновыми корундсодержащими, реже роговообманково-пироксеновыми и биотит-пироксеновыми гнейсами. Содержание силлиманита в породах колеблется от

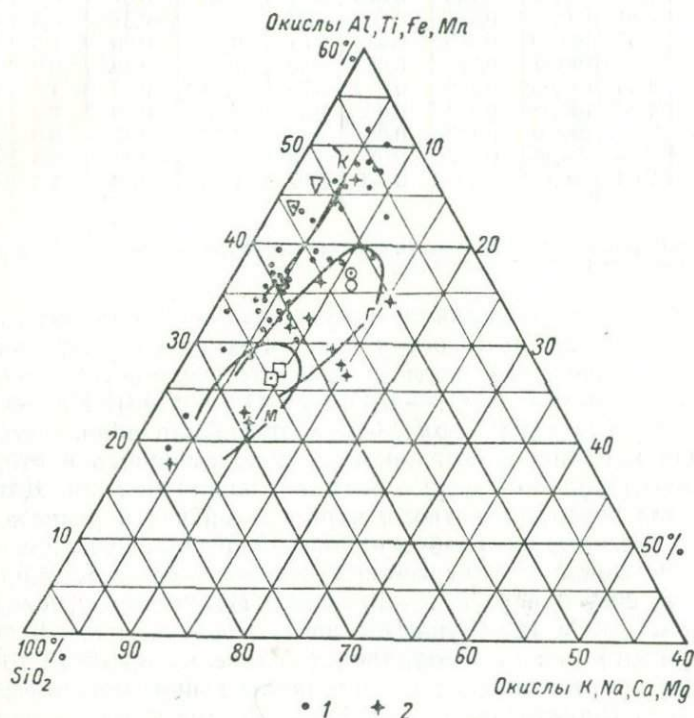


Рис. 42. Диаграмма САК общего химического состава силиманитсодержащих пород тетерево-бугской серии (свиты).

1 — породы нижней (терригенной) части разреза; 2 — породы верхней (карбонатной) части разреза. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

5—6 до 24—26, граната — от 3—5 до 14—15%. Содержание кордиерита в соответствующих разновидностях гнейсов может достигать 28—30, а корунда 15—16%.

Содержание глинозема в породах Драгунского участка достигает 25—30, а иногда и 33—38% [63, табл. 7], т. е. в разрезе гнейсовой толщи развиты действительно высокоглиноземистые отложения. Однако сумма щелочей и щелочных земель в этих же породах превышает, как правило, 10%, а значения относений ее к глинозему колеблется в пределах 0,30—0,60. Породы характеризуются преобладанием K_2O над MgO и высокими от-

ношениями $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$. Перечисленные особенности химического состава силлиманит- и корундсодержащих пород Приазовья довольно резко отличают последние от силли-

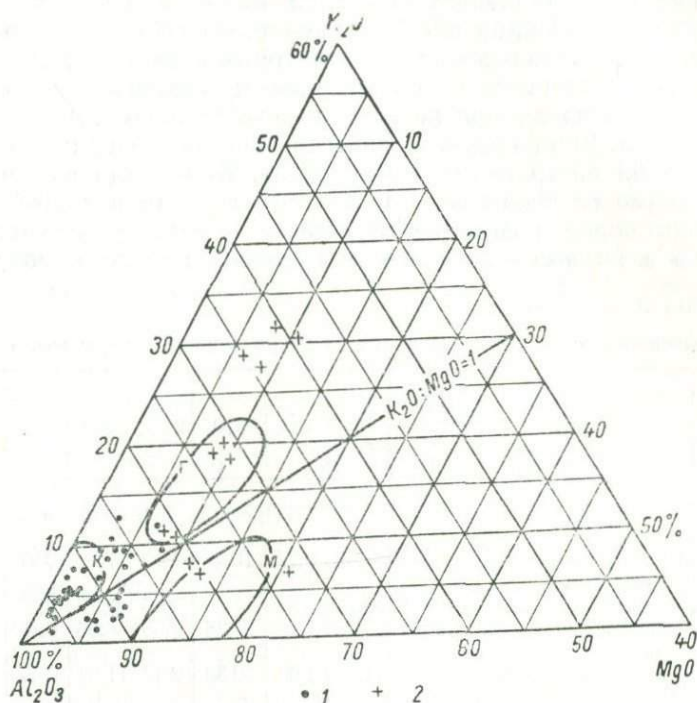


Рис. 43. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ силлиманитсодержащих пород тетерево-бугской серии (свиты).

1 — породы нижней (терригенной) части разреза; 2 — породы верхней (карбонатной) части разреза.

манитовых гнейсов Побужья и показывают, что исходные глинистые отложения Приазовья были представлены существенно гидромусковитовыми, частично, вероятно, каолинит-гидромусковитовыми глинами.

КРИВОРОЖСКАЯ СЕРИЯ

Криворожская серия выполняет сравнительно узкий синклиальный прогиб, пересекающий в субмеридиональном направлении весь Украинский кристаллический массив и прослеживающийся вдоль рек Ингульца и Саксагани почти на 100 км. Отложения серии с перерывом залегают на породах так называемой метабазитовой (саксаганской) серии и древних саксаганских гранитах. И на тех и на других под отложениями криворожской серии сохранились остатки древней коры химиче-

ского выветривания, изучавшиеся и описанные многими исследователями [16, 31, 38—42, 62, 68].

Химический состав пород из доквиворожской коры выветривания на метабазах изучался автором и Е. А. Шалек в шахтах им. Ленина и «Северная» (табл. 21). Профиль 2 характеризует состав самых нижних горизонтов коры, профиль 1 относится к более высоким ее частям (нижняя часть коры в данном профиле еще не была вскрыта забоем). Для сравнения в табл. 21 приведен химический состав пород из коры выветривания на гранитах (профиль 3). Как видно из табл. 21, независимо от основного или кислого состава исходных материнских пород поведение отдельных породообразующих элементов в процессе древнего выветривания было однотипным.

ТАБЛИЦА 21

Химический состав (вес. %) пород из доквиворожской коры выветривания на

Номер образца	Порода	Расстояние от контакта, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
---------------	--------	---------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----

Профиль 1. Шахта им. Ленина, гори

173-а	Сланец биотит-амфиболовый	-10,0	51,49	0,77	16,27	1,12	7,02	0,27	4,45	10,67
173-в	То же	-7,0	46,18	0,89	17,80	2,03	12,70	0,28	5,51	6,53
173-д	Сланец двуслюдяной	-4,0	53,12	1,10	21,28	2,65	8,66	0,15	1,86	1,40
173-з	Сланец биотит-серпичитовый	-3,0	51,45	1,02	20,33	2,42	11,64	0,12	2,52	0,33
173-и	Сланец слюдяно-гранатовый	-1,0	46,00	1,14	22,91	2,20	12,42	Сл.	2,16	0,27
173-м	Слюдистый кварцито-песчаник К	+0,3	87,67	0,10	5,42	0,68	4,33	0,02	0,49	0,04

Профиль 2. Шахта «Северная», гори

165-а	Метадиабазовый порфирит	-3,2	70,47	1,04	13,76	0,83	4,70	0,04	1,70	0,55
165-б	То же	-1,5	60,21	1,19	15,56	1,49	8,32	0,05	2,93	0,87
165-в	Сланец хлорит-биотитовый	-0,75	63,86	1,27	16,51	2,19	5,45	0,03	2,55	0,23
165-г	Сланец биотит-серпичитовый	-0,40	61,40	1,18	15,84	2,15	7,88	0,02	2,71	0,31
165-д	Сланец серпичитовый с биотитом	-0,10	53,17	1,29	19,26	1,76	6,66	0,03	2,71	0,41

Профиль 3. Кора вывет

1	Гранит свежий	—	71,97	0,25	12,36	0,78	2,24	0,05	0,75	2,13
2	» выветрелый	—	72,30	0,28	13,45	0,64	2,85	0,08	1,00	1,14
3	» сильно выветрелый	—	70,00	0,25	15,10	1,10	3,73	0,05	1,85	0,22

Во всех случаях вверх по профилям наблюдается интенсивный вынос натрия и кальция, в меньшей мере кремнезема, а также марганца из основных пород. Для магния в нижних горизонтах характерно накопление (профили 2 и 3), а при более глубоком выветривании — небольшой вынос. Относительное содержание остальных породообразующих элементов увеличивается. Более наглядно направленность указанных процессов видна по отношениям между окислами. Так, во всех профилях вверх по разрезу резко уменьшается значение отношений $\text{CaO}:\text{MgO}$, $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, а также суммы щелочей и щелочных земель к глинозему (несмотря даже на относительное увеличение вверх по профилям содержания калия). Значение кремневого модуля вверх по профилям растет, а титановый модуль в пределах

метабазитах и гранитах

Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	CO_2	$\text{C}_{\text{орг}}$	Сумма	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$	Σ щ. и щ.-з.	$\frac{\Sigma \text{щ. и щ.-з.}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
-----------------------	----------------------	------------------------	--------	---------------	-------------------------	-------	--	--	--	---------------------------------	--	--------------	--

зонт 825 м (по данным автора [62])

0,40	3,26	0,06	5,71	—	—	101,49	0,316	0,047	6,267	2,398	0,123	18,78	1,15
0,40	4,32	0,06	3,02	—	—	99,72	0,385	0,050	6,256	1,185	0,098	16,76	0,94
0,30	6,85	0,17	3,39	—	—	100,93	0,399	0,052	3,268	0,753	0,044	10,41	0,49
0,22	6,18	0,13	4,18	—	—	100,54	0,395	0,050	4,809	0,131	0,035	9,25	0,45
0,24	7,74	0,14	4,29	—	—	99,51	0,498	0,050	5,645	0,125	0,030	10,41	0,45
0,11	0,95	0,09	1,60	—	—	101,50	0,062	0,018	6,367	0,082	0,116	1,59	0,29

зонт 550 м (по данным автора [62])

3,65	3,02	0,055	0,91	0,26	0,25	101,23	0,195	0,076	5,662	0,324	1,208	8,92	0,65
1,08	5,82	Сл.	2,11	0,64	0,11	100,38	0,258	0,076	5,584	0,297	0,186	10,70	0,69
0,66	5,94	0,06	2,26	Сл.	0,12	101,13	0,259	0,077	2,488	0,090	0,111	9,38	0,59
0,40	6,20	0,10	1,22	0,74	0,55	100,70	0,258	0,074	3,665	0,111	0,065	9,62	0,61
0,20	6,83	0,17	2,12	4,62	0,41	99,64	0,362	0,067	3,784	0,151	0,021	10,14	0,53

ривания на гранитах [16]

4,49	2,03	0,11	2,21	—	—	99,37	0,172	0,020	2,872	2,840	2,212	9,40	0,76
3,25	2,34	0,13	2,16	—	—	99,62	0,185	0,021	4,453	1,140	1,389	7,73	0,57
1,53	2,64	0,13	3,55	—	—	100,15	0,216	0,017	3,391	0,119	0,579	6,24	0,41

каждого профиля остается постоянным, свидетельствуя об элювиальном, непереотложенном характере продуктов выветривания. Характерно, наконец, что во всех профилях вверх по разрезу возрастает роль окисного железа, а на основных породах уменьшается и отношение закисного железа к окисному. Это указывает на окислительные условия, в которых протекало выветривание. В самых верхних горизонтах кор часть окисного железа была вновь восстановлена, по-видимому, под влиянием диагенетических процессов, происходивших в перекрывающих кору песчаных отложениях нижней криворожской свиты. О восстановительной обстановке диагенеза говорит резкое преобладание в песчаниках закисного железа над окисным (см. анализ образца 173-м в табл. 21).

В целом по степени химической зрелости остатки докриворожской коры выветривания отвечают зонам дезинтеграции и монтмориллонит-гидролюдистой, но, вероятно, процессы древнего выветривания заходили несколько глубже. Определенным подтверждением этому служат особенности химического состава метаморфизованных глинистых отложений криворожской серии, которые будут рассмотрены несколько ниже.

Криворожская серия по литолого-фациальным особенностям пород и строению разреза расчленяется на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. В последнее время некоторые украинские геологи для нижней свиты употребляют названия «скелетовская», для средней — «железородная», а верхняя свита выделяется в самостоятельную, «фрунзенскую» серию. Ниже характеристика криворожской серии приводится в основном по данным Я. Н. Белевцева и др. [31, 34].

Нижняя свита сложена главным образом полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами и филлитовидными, иногда ставролит-слюдяными сланцами. В основании нередко присутствуют кварцево-галечные конгломераты. Мощность свиты изменяется от 40 до 500—700 м.

Средняя свита начинается горизонтом тальковых сланцев, которые, по представлению многих геологов, являются метаморфизованными эффузивами ультраосновного состава. Выше залегает мощная толща чередующихся железистых кварцитов и сланцев — хлоритовых (афросидеритовых и тюрингитовых), серицитовых, куммингтонитовых, иногда сидеритсодержащих. По преобладанию в разрезе железистых кварцитов или сланцев свита расчленяется на ряд горизонтов (чаще всего на семь сланцевых и семь железистых). Общая мощность свиты 750—1500 м.

Верхняя свита представлена кварцитами, железистыми кварцитами с прослоями хлоритовых сланцев, песчаниками, «углистыми», местами серицит-хлоритоидными сланцами, карбонатными породами и конгломератами. Свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю — метапесчанико-кварцевую, среднюю — графитисто-кварцево-слюдистых сланцев и доломитовых мрамор-

ров и верхнюю — сланцево-конгломератово-песчаниковую. Общая мощность ее достигает 2700 м.

В нижней и средней свитах сланцы образуют самостоятельные пачки мощностью до нескольких десятков метров или пересланываются с породами другого состава. Для средней свиты нередко характерно очень тонкое чередование сланцев с железистыми кварцитами. Сланцы нижней свиты представлены чаще всего тонкозернистыми филлитовидными породами светлого, серого, зеленовато-серого, иногда черного цвета. Главную роль в их составе играют кварц, серицит и хлорит, почти всегда в переменном количестве присутствует углистое вещество. Серицит слагает до 40—70% общей массы пород, кварц — от 15 до 60, хлорит — от единиц до 30%. В Лихмановской синклинали метаморфизм пород выше; здесь развиты слюдяные сланцы, сложенные мусковитом, биотитом, кварцем, иногда полевыми шпатами. Из второстепенных минералов присутствуют хлорит, ставролит, гранат, андалузит и графит. Сланцы средней (железородной) свиты более разнообразны. Главную роль в их составе играют кварц, мусковит (серицит), биотит, хлорит, амфибол (куммингтонит). В подчиненном количестве встречаются хлоритоид, стильпномелан, иногда флогопит, карбонаты. В том или ином количестве присутствует «углистое» вещество. В сланцах Лихмановской синклинали отмечаются гранат и ставролит. В верхней свите развиты кварц-хлорит-серицитовые, железисто-силикатные, хлоритоидные, биотитовые, иногда карбонатные сланцы. В зонах повышенного метаморфизма кварцево-двуслюдяные сланцы содержат ставролит, андалузит, силлиманит, гранат. Для всех пород характерно присутствие «углистого» вещества.

Данные о химическом составе первично глинистых отложений криворожской серии разбросаны по многочисленным источникам. Наибольшее количество анализов приведено в двухтомной монографии «Геология криворожских железородных месторождений» (Киев, 1962 г.). В основном они относятся к породам нижней и средней свит. По четвертому и пятому сланцевым горизонтам средней свиты у автора имеется 11 анализов глинистых пород. Изучение этих данных показывает, что химический состав глинистых отложений, особенно средней свиты, весьма своеобразен.

В сланцах нижней свиты содержание отдельных породобразующих окислов колеблется в достаточно широких пределах. Часть пород характеризуется рядовыми содержаниями глинозема (16—19%), в других пробах количество его превышает 20%. Содержание кремнезема в породах составляет 50—60% и более, причем оно уменьшается, как правило, в породах с большим количеством глинозема. Суммарное содержание щелочей и щелочных земель в среднем равно 6—7%, с отклонениями в большую и меньшую сторону. Основную роль среди

них играют калий и магний. Для пород характерно умеренное содержание окислов железа (в среднем около 6%).

В сланцах средней свиты содержание глинозема несколько выше, чем в нижней: примерно у половины проб оно превышает 20%, достигая в ряде случаев 25—30%. Содержание кремнезема, наоборот, на 10—15% ниже, причем усмотреть какую-

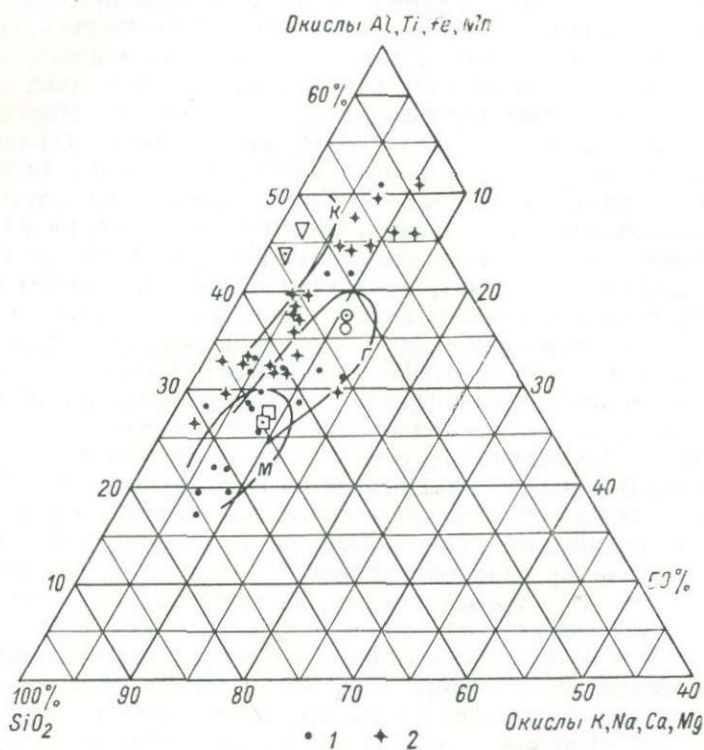


Рис. 44. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых отложений криворожской серии.

1 — сланцы нижней свиты; 2 — сланцы средней свиты. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

либо зависимость его от содержания глинозема трудно. Сланцы средней свиты отличаются также значительно более высоким содержанием окислов железа (в среднем по свите оно достигает 16,5%, а для сланцев четвертого и пятого горизонтов — 26,6%), среди которых закисные формы очень резко преобладают над окисными. В большинстве проб одновременно с увеличением количества закисного железа увеличивается и количество окиси магния.

На диаграмме SAK точки состава сланцев нижней свиты располагаются большей частью внутри эталонных полей гидро-

слюдистых и монтмориллонитовых глин, некоторые смещаются в сторону поля глин каолинитового состава (рис. 44). Точки состава сланцев средней свиты занимают в основном промежуточное положение между полями гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, с одной стороны, и каолинитовых глин — с другой. Из-за значительного содержания окислов железа

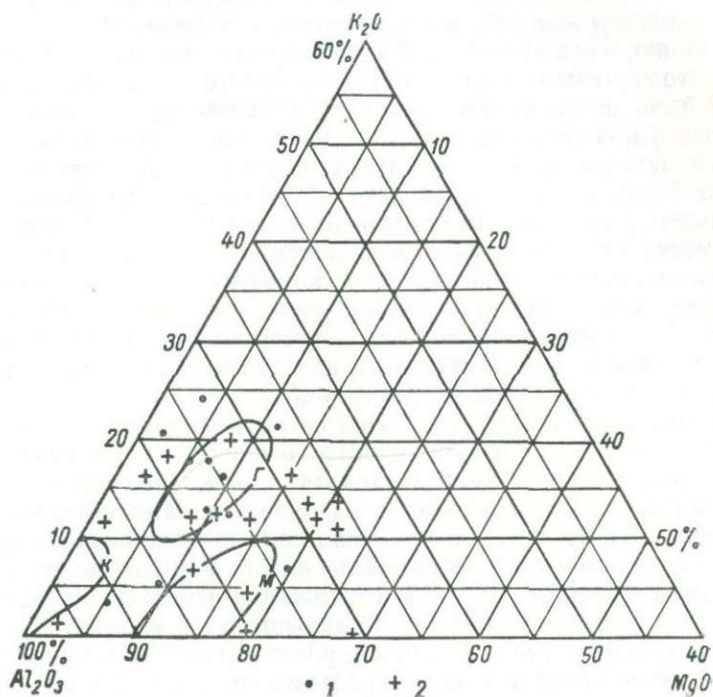


Рис. 45. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ глинистых отложений криворожской серии.

1 — сланцы нижней свиты; 2 — сланцы средней свиты.

большая часть их смещена, кроме того, в сторону вершины треугольника с малоподвижными окислами. В целом видно, что глинистый материал средней свиты был химически несколько более зрелым, чем в отложениях нижней свиты.

Чрезвычайно интересно и своеобразно распределение точек состава глинистых пород на диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ (рис. 45). Уже для сланцев нижней свиты наблюдается очень сильный разброс точек на диаграмме, хотя в целом большинство их тяготеет все-таки к полю гидрослюдистых глин, смещаясь в сторону гидромусковитовых, каолинитовых и монтмориллонитовых глин. В распределении точек состава сланцев средней свиты никакой закономерности не наблюдается. Для

нормальных осадочных пород, как это было видно из всех предыдущих глав, такое распределение является противоестественным. Оно указывает на отсутствие генетической связи между алюминием, магнием и калием или на то, что эта связь нарушена хотя бы одним из элементов.

В настоящее время большинство исследователей придерживается гипотезы об осадочном (или вулканогенно-осадочном) происхождении железистых кварцитов, приуроченных к средней свите криворожской серии. Однако другие исследователи считают, что происхождение железисто-кремнистых образований может быть и иным, наложенным, в частности метасоматическим. На основании личных исследований в Кривом Роге и других районах развития железистых кварцитов раннего докембрия на Русской платформе автору также представляется, что железисто-кремнистые образования являются вторичными, наложенными по отношению к вмещающим толщам. Если это так, то ненормальное распределение породообразующих окислов в глинистых отложениях средней свиты криворожской серии вполне может быть объяснено метасоматозом, импрегнированием или просто внедрением кремнистого и железо-магнезиального материала во вмещающие сланцы.

Несмотря на отмеченное выше своеобразие химического состава глинистых отложений нижней и средней свит криворожской серии, в целом можно сделать вывод, что они сложены умеренно зрелым терригенным материалом. Высокоглиноземистые породы встречаются в составе свит сравнительно редко и не образуют самостоятельных толщ или пачек. Все же зрелость осадочного материала, как и содержание глинозема, является более высокой, чем в обычных полимиктовых глинистых отложениях, поэтому толщи сланцев рассматриваемых свит с известной долей условности можно отнести к формациям, переходным к высокоглиноземистым.

ОВРУЧСКАЯ СЕРИЯ

Овручская серия верхнего протерозоя в пределах Украинского кристаллического массива развита весьма ограниченно и распространена в северо-западной его части. Несмотря на значительное количество работ, вопросы об объеме и стратиграфическом расчленении серии до сих пор решаются неоднозначно. Раньше в ее составе выделяли две свиты: толкачевскую, слагающую невысокий кряж (Словечанско-Овручская возвышенность) между с. Толкачево и г. Овручем, и развитую к юго-западу от нее белокоровичскую свиту. Позже из состава толкачевской свиты нижняя осадочно-вулканогенная часть была выделена в самостоятельную збраньковскую свиту [71]. В одной из последних схем стратиграфического расчленения докембрия Украины, предложенной группой украинских геологов, в составе

овручской серии выделяются белокоровичская, озерянская, збраньковская и толкачевская свиты [176]. Такая последовательность свит была принята только на том основании, что первые две свиты дислоцированы сильнее збраньковской и толкачевской, хотя действительные взаимоотношения между ними до сих пор не ясны. В 1972 г. А. С. Дранник предложил сохранить название «овручская серия» только за збраньковской и толкачевской свитами, а белокоровичскую и озерянскую — выделить в самостоятельную пугачевскую серию. Высокоглиноземистые пиррофиллитовые и серицит-пиррофиллитовые сланцы приурочены к толкачевской свите. Поэтому ниже будет дана краткая характеристика лишь этой и подстилающей ее збраньковской свиты (по материалам Л. А. Тарановой, 1968 г., и отчасти О. В. Крашенинниковой [105]).

Збраньковская свита сложена вулканогенными и полимиктовыми терригенными образованиями. Терригенные породы представлены конгломератами и гравелистыми песчаниками с прослоями алевролитов и серицитовых сланцев. Среди эффузивов установлены диабазы, кварцевые порфиры и трахиандезитовые порфириты, образующие мощные покровы, разделенные пачками терригенных пород. Все породы несут определенные следы древнего, дотолкачевского, выветривания. Общая мощность свиты изменяется от 100 до 276 м.

Толкачевская свита сложена разнообразными по окраске кварцито-песчаниками и кварцитами с прослоями светло-серых, серых, красновато-серых пиррофиллитовых и гематит-серицитовых сланцев общей мощностью (максимальной) до 900 м. Кварцито-песчаники и кварциты слагают подавляющую часть свиты. Сортировка и окатанность обломочного материала в них, как правило, плохие и посредственные. Для многих разновидностей характерна значительная примесь глинистого и железистого материала в цементе. По минеральному составу обломков песчаники типично кварцевые; из обломков другого состава встречаются лишь редкие и одиночные зерна кварцевых порфиров и гематит-кремнистых пород. В чистых песчаниках обломочный кварц слагает до 97—99% породы, в глинистых — содержание его снижается за счет значительного количества цемента, представленного сейчас пиррофиллитом и гематитом. Содержание пиррофиллита колеблется от 1—3 до 20—30%, гематита — от незначительной примеси до 10—15%. Из аксессуарных минералов присутствуют ильменит, лейкоксен, сфен, рутил, циркон, реже апатит, турмалин, амфиболы и пироксены, а также ставролит, силлиманит, кианит, иногда хлоритоид. О. В. Крашенинникова [105] отмечает в качестве аксессуарных минералов в песчаниках гидроокислы алюминия — диаспор, бёмит, гиббсит и ряд промежуточных разновидностей. Однако, скорее, гидроокислы алюминия представляют собой новообразования, так как они развиты в виде каемок вокруг зерен

полевых шпатов (совместно со слюдой, пиррофиллитом и рудными минералами), а также встречаются и в пиррофиллитовых сланцах.

Глинистые породы не образуют самостоятельных пачек значительной мощности, а встречаются в виде тончайших и тонких прослоев среди кварцито-песчаников. Мощность прослоев меняется от нескольких миллиметров до 15—25 см. Лишь в некоторых интервалах свиты количество их соизмеримо с количеством песчаников или преобладает над ним. Мощность таких «пачек» не превышает первых метров. Между сланцами и кварцито-песчаниками существуют самые тесные взаимопереходы (увеличение содержания обломочного материала в глинистых породах или глинистого цемента в песчаных). По составу среди сланцев выделяются пиррофиллитовые, железисто-пиррофиллитовые и железисто-серицитовые. Последние приурочены к нижним частям разреза толкачевской свиты. Содержание пиррофиллита в наиболее чистых разновидностях сланцев достигает 80—94%. Количество кварца колеблется от единиц до 25—55% (в переходных к песчаникам разновидностях). Содержание гематита также различно — от единиц до 40% в железисто-серицитовых или железисто-пиррофиллитовых разновидностях. В железисто-пиррофиллит-серицитовых сланцах суммарное количество двух последних минералов достигает 50—70%. О. В. Кра-

ТАБЛИЦА 22

Химический состав (вес. %) сланцев овручской серии

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1*	68,83	0,79	17,60	2,52	0,12	0,05	0,90	0,35	0,32	5,80	—
2	73,30	0,63	14,44	2,56	0,33	0,07	2,38	Сл.	0,32	2,80	—
3	48,37	0,85	38,00	3,67	0,41	0,01	0,73	0,28	0,09	0,45	—
4	60,84	1,85	21,10	13,13	0,07	0,05	0,02	0,21	0,22	0,10	0,17
5	60,90	0,61	18,94	2,98	2,93	0,05	0,35	1,04	1,02	5,85	0,10
6	67,64	0,70	15,24	6,88	1,84	0,03	0,34	0,30	0,27	3,85	0,32
7	67,82	0,98	18,74	7,57	0,14	0,01	0,20	0,36	0,17	0,20	—
8	46,34	1,17	31,77	7,03	0,03	0,01	0,35	0,73	0,10	8,00	—
9	55,29	1,28	26,26	9,51	0,22	0,03	0,10	0,50	0,34	1,66	—
10	59,65	0,56	24,35	9,00	0,07	0,01	0,10	0,35	0,20	1,00	—
11	70,85	0,53	23,68	0,44	0,30	—	0,05	0,35	Сл.	0,05	Сл.
12	70,22	0,41	24,52	0,05	0,32	—	0,03	0,30	.	0,15	.
13	68,20	0,64	25,73	0,03	0,55	—	0,12	0,35	.	0,11	.
14	65,74	0,76	26,47	0,29	0,49	—	0,09	0,64	0,12	0,43	0,07
15	65,34	0,69	26,93	0,65	—	—	0,07	0,59	0,25	0,73	0,12
Среднее	63,29	0,83	23,58	4,43	0,56	0,03	0,39	0,43	0,23	2,08	0,10

* С л а н ц ы: 1—2 — гематит-серицитовые, 3—4, 7, 9, 10 — гематит-пиррофиллитовые, 5 —

шенинникова указывает, что в пиррофиллитовых сланцах часто встречается дистен, который обычно ассоциирует с бёмитом. Присутствие дистена очень важно, потому что, если это не акцессорный, а метаморфический минерал, образованный в самих сланцах, представления о степени метаморфизма овручской серии должны быть несколько иными.

Химический состав сланцев толкачевской свиты весьма показателен (табл. 22). Благодаря примеси песчаного кварцевого материала большинство сланцев характеризуется высоким содержанием кремнезема (до 65—70% и выше). Несмотря на это, содержание глинозема в породах, как правило, высокое и значительно превышает 20%. В одной из проб оно достигает 38% (проба 3). В серицитовых сланцах содержание глинозема снижается довольно значительно. Второй характерной чертой глинистых пород является очень незначительное (часто всего 1—2%) суммарное содержание щелочей и щелочных земель в пиррофиллитовых разновидностях сланцев и присутствие в основном только калия в гидрослюдистых разновидностях. Кремневый модуль для сланцев толкачевской свиты не показателен из-за значительной примеси обломочного кварца, хотя в пробе 3 он равен 0,79, т. е. выше даже, чем у многих природных каолинитовых глин. Значительно нагляднее отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему. В пиррофиллитовых

SO ₂	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ щ. и щ.-з.	$\frac{\Sigma \text{ щ. и щ.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
—	—	3,04	100,33	0,256	0,045	0,048	7,38	0,42	6,44	0,33
0,16	—	3,30	100,29	0,197	0,047	0,129	5,50	0,38	1,18	0,19
0,04	—	7,57	100,47	0,786	0,022	0,112	1,55	0,04	0,62	0,01
—	—	1,94	99,71	0,347	0,088	0,005	0,55	0,03	5,00	0,01
—	—	5,20	99,98	0,311	0,032	0,983	8,27	0,44	16,74	0,31
—	—	2,44	99,86	0,225	0,046	0,267	4,77	0,31	11,35	0,25
Сл.	0,12	3,49	99,80	0,276	0,052	0,019	0,93	0,05	1,00	0,01
—	0,18	4,08	99,79	0,685	0,037	0,004	9,18	0,29	22,86	0,25
0,15	0,12	4,56	100,22	0,474	0,049	0,023	2,70	0,10	16,50	0,05
0,16	0,04	4,28	99,78	0,408	0,023	0,008	1,65	0,07	10,00	0,04
0,07	—	4,20	100,52	0,334	0,022	0,682	0,45	0,02	1,00	<0,01
0,03	—	4,46	100,49	0,349	0,017	6,400	0,48	0,02	5,00	0,01
0,06	—	4,66	100,45	0,377	0,025	18,333	0,58	0,02	0,92	<0,01
0,02	—	5,39	100,51	0,403	0,029	1,690	1,28	0,05	4,78	0,02
0,10	—	5,10	100,57	0,412	0,026	—	1,64	0,06	10,43	0,03
0,07	—	4,25	100,27	0,373	0,035	0,126	3,13	0,13	5,33	0,08

филлитовидный, 8 — гематит-слюдистый, 11—15 — пиррофиллитовые; 6 — алевропелит.

сланцах оно равно всего 0,02—0,06, что характерно лишь для чистых каолининовых минералов или огнеупорных глин, содержащих свободные гидроокислы алюминия. В пиррофиллитовых сланцах очень малыми значениями характеризуются и отношения $K_2O : Al_2O_3$ (от 0,01 до 0,04—0,06). В серицитовых сланцах они поднимаются до 0,25—0,33, т. е. практически равны значе-

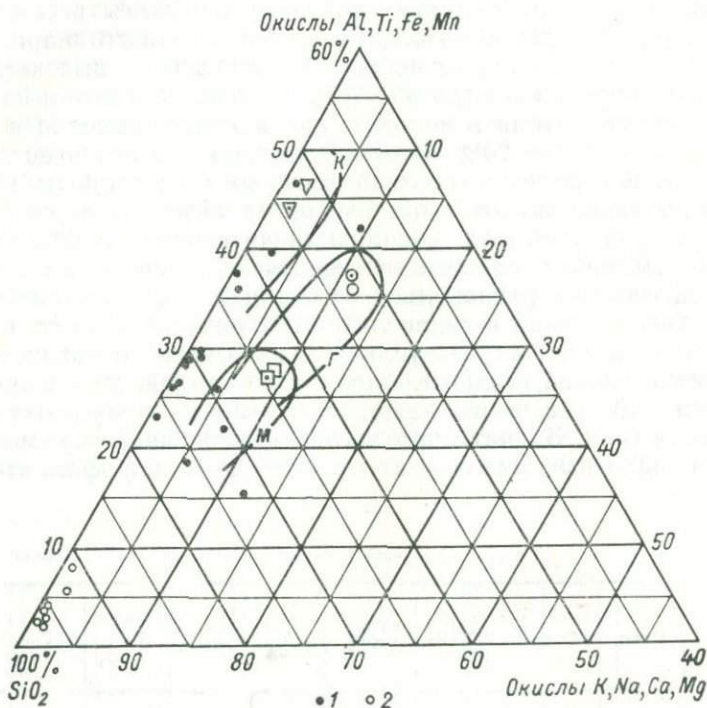


Рис. 46. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых и песчаных отложений толкачевской свиты овручской серии.

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

нию этого отношения в мусковите и гидромусковите. О гидромусковитовом составе исходных глинистых отложений свидетельствуют и очень большие значения отношений $K_2O : MgO$ (во много раз больше, чем в обычных гидрослюдах).

На треугольной диаграмме SAK точки состава пиррофиллитовых сланцев располагаются в поле каолининовых глин или ниже его, смещаясь в сторону вершины SiO_2 (рис. 46). Точки состава серицитовых сланцев попадают либо в верхнюю часть поля гидрослюдистых глин, либо (песчаные разновидности) ниже его. На эту же диаграмму нанесен химический состав песчаников толкачевской свиты. Точки их состава располагаются у левой стороны треугольника, примерно на линии, соединяю-

щей вершину SiO_2 с точками эталонного состава фракции $< 0,001$ мм каолининовых глин и каолинита. Это свидетельствует о том, что песчано-глинистые отложения образуют единый по геохимической зрелости ряд.

Таким образом, химический состав глинистых отложений толкачевской свиты показывает, что большая часть их была представлена каолининовыми глинами, вероятно обогащенными не только гидроокислами железа, но и свободными гидроокислами алюминия. Другая часть глин имела гидрослюдистый или каолинит-гидрослюдистый состав, причем гидрослюды были представлены в основном гидромусковитом. Эти глины также были обогащены окислами железа.

Толкачевскую свиту нельзя рассматривать в качестве высокоглиноземистой формации, поскольку высокоглиноземистые породы занимают в ней резко подчиненное положение. Это типичная обломочно-кварцевая формация, залегающая на коре выветривания подстилающих пород и сложенная перемытыми и переотложенными продуктами весьма глубокого химического выветривания. Л. А. Таранова считает, что накопление свиты происходило в прибрежно-морских условиях, однако никаких данных, кроме перекрестной косо́й слоистости, в пользу этой точки зрения нет. Обломочные породы, как уже отмечалось, характеризуются плохой или посредственной сортировкой и окатанностью обломочного материала, значительной глинистостью. Глинистые породы маломощны, имеют линзовидный характер и, в свою очередь, также плохо сортированы по гранулометрическому составу. Все эти особенности не свойственны прибрежно-морским отложениям. Автору представляется, что накопление рассматриваемых отложений происходило в континентальных условиях, скорее всего в пределах крупной озерно-аллювиальной равнины. В озерных бассейнах вполне могла создаваться и лучшая сортировка обломочного материала, отмечаемая для некоторых песчаников, и перекрестная кося слоистость. Опять-таки, как и для других обломочно-кварцевых толщ континентального генезиса, характерно полное отсутствие карбонатных пород в составе толкачевской свиты.

Мы так детально останавливаемся на характеристике толкачевской свиты, хотя она и не представляет собой высокоглиноземистой формации потому, что это — весьма интересная по составу и другим особенностям обломочно-кварцевая формация, аналогичная, например, подобной формации, залегающей в основании пурпольской свиты Патомского нагорья. Такие формации тесно связаны с корами глубокого химического выветривания материнских пород и тесно ассоциируют в разрезе с типичными высокоглиноземистыми формациями континентального генезиса, наиболее богатыми глиноземом. Последние являются потенциально бокситоносными и железозносными. Не исключено, что в будущем в пределах Украинского кристаллического

массива или прилегающих к нему районах могут быть выявлены глинистые толщи, которые должны сменить кварцевые пески вверх по разрезу или по простираанию. Такие толщи могут представить значительный практический интерес.

КУРСКАЯ СЕРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

На территории КМА широко развиты осадочно-метаморфические, в том числе и первично глинистые, образования курской серии, занимающей одинаковое стратиграфическое положение с криворожской серией Украины и так же несогласно перекрывающей более древние образования. На подстилающих породах под базальными горизонтами курской серии во многих местах установлены остатки древней метаморфизованной коры химического выветривания.

Курская серия обычно расчленяется на нижнюю, среднюю (железорудную) и верхнюю курские и курбакинскую (в других районах — тимскую) свиты. По данным М. В. Воскресенской [24], нижняя курская свита (мощностью до 1500 м) представлена в нижней части мелкогалечными кварцевыми конгломератами, гравелитами, кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми кварцито-песчаниками, кварцитами, сланцами и метаалевролитами с прослоями мраморизованных доломитов. В верхней части свиты развиты филлитовидные кварц-биотитовые и биотит-серицитовые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов и кварцитов. Средняя свита (до 500 м) сложена разнообразными железистыми кварцитами с магнетитом, железной слюдкой, амфиболами, эгирином и карбонатами, переслаивающимися со слюдяными и амфиболовыми сланцами. В ряде районов выделяются две пачки железистых кварцитов, разделенные пачкой слюдяных и амфиболовых сланцев с гранатом. Верхняя курская свита (до 1500 м) с размывом залегает на средней и представлена в нижней части конгломератами и сланцами, обогащенными гидрогематитом и обломками мартитизированного магнетита или гематита. В верхней части свиты развиты кремнисто-серицитовые, хлорит-серицитовые графитистые филлитовидные сланцы, мраморизованные доломиты, известняки и известковистые сланцы.

Курбакинская свита выделяется в Михайловском синклинии. Она с вероятным перерывом залегает на верхней курской и сложена метаморфизованными кварцевыми порфирами, туфами порфиринов, туфопесчаниками, серицитовыми сланцами и седиментационными брекчиями. Тимская свита выделяется в Тим-Ястребовском синклинии и представлена амфиболитами, зелеными сланцами, диабазами, диабазовыми порфиридами среди углистых сланцев с прослоями шунгита и алевролитов. Общая мощность этой части разреза курской серии не менее 1000 м. В последнее время, как и на Украине, отложения,

залегающие выше средней свиты, нередко выделяют в самостоятельную серию (оскольскую).

Нижняя курская свита несогласно залегает на породах михайловской серии нижнего протерозоя или непосредственно на гранитах и гнейсах архея. Остатки древней метаморфизованной коры химического выветривания известны и на тех и на других породах [25, 26, 36, 85—88].

Химический состав пород из коры выветривания на гранитах и гнейсах приведен в табл. 23. В целом поведение отдельных порообразующих элементов в рассматриваемой коре аналогично их поведению и в других докембрийских корах химического выветривания, описанных в предыдущих главах. Верх по профилю наблюдается преимущественный вынос натрия и кальция, а при более глубоком выветривании — и магния. Относительное содержание калия в указанном направлении значительно увеличивается, однако в целом значения отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему заметно уменьшается. Значение кремневого модуля вверх по профилю увеличивается, несмотря на то что верхняя часть коры выветривания на гранитах значительно окремнена (образцы 6, 7 в табл. 23). Вторичное окремнение сказывается и на относительном содержании глинозема, тем не менее видно, что количество его вверх по профилям растет.

Кора химического выветривания на основных породах михайловской серии известна в Старо- и Новооскольском районах КМА. По данным Н. И. Голивкина [36], в Старооскольском районе на амфиболитовой толще залегает не выдержанная по мощности (от 0 до 20 м) пачка мусковитовых сланцев, обогащенных рутилом и корундом, а также ставролит-фукситовых, гранат-биотитовых и биотит-гранатовых сланцев. Последние Н. И. Голивкин и рассматривает как метаморфизованную кору выветривания амфиболитов. Выше пачки сланцев залегает горизонт, также очень непостоянной мощности, который Н. И. Голивкин определяет как кварцевые порфиры. Судя по химическим анализам, эти породы также весьма сильно изменены процессами древнего химического выветривания [36, табл. 89]. В отличие от обычных кварцевых порфиров и кератофиров они содержат очень мало кальция (0,40%) и значительное количество магния (до 1,5—2%), а натрия довольно резко подчинен калию. В общем изменение химического состава в порфирах аналогично изменению химического состава древних гранитов в докурской коре.

Данные по химическому составу первично глинистых отложений курской серии приводятся в упоминавшейся выше работе [36]. Б. Д. Клагин, обобщившая материалы по петрографическому и химическому составу сланцев нижней и средней свит курской серии, разделяет сланцы на ряд минералогических групп: мусковитовых, биотит-мусковитовых, мусковит-

ТАБЛИЦА 23

Химический состав (вес. %) пород из докурской коры выветривания на грани

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Старооскольский										
1*	65,64	0,48	11,28	6,81	4,92	—	1,64	1,42	5,83	
2	72,00	—	13,62	1,43	3,52	—	0,98	0,54	5,06	
3	74,84	—	16,53	0,70	0,80	—	0,33	0,52	3,72	
Северо-западная										
4	70,48	0,12	14,19	1,37	1,41	0,04	1,17	1,43	4,14	2,94
5	65,04	0,14	14,83	1,42	2,61	0,07	3,96	1,55	2,25	4,24
6	69,38	0,23	13,90	0,98	3,25	0,05	2,71	0,60	1,10	4,71
7	72,28	0,13	14,96	1,38	0,56	0,01	1,29	0,36	0,18	5,83

* 1 — мигматитовый гнейс, 2 — выветрелый гнейс, 3 — полностью выветрелый гнейс, 4 — ная кора выветривания (кварц-серцитовая порода).

ТАБЛИЦА 24

Средний химический состав (вес. %) основных типов сланцев курской серии

№ п/п	Стратиграфическое положение	Группа сланцев*	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Сланцы верхней части Михайловской серии	I	5	48,92	2,50	28,38	2,29	2,16	0,03	1,16	0,33	0,81	8,16
2	Сланцы подстилающие, железистые кварциты (пачка K ₁ ²)	II	9	62,36	0,34	21,58	0,74	1,85	0,02	1,61	0,16	0,74	5,80
3		III	6	60,02	0,55	20,40	1,91	3,96	0,06	2,41	0,38	1,24	4,56
4		IV	14	56,07	0,55	18,48	3,29	5,73	0,05	4,41	0,45	0,77	4,78
5		V	3	60,07	0,66	15,43	2,01	5,18	0,05	3,49	0,71	0,85	5,67
6	Сланцы, залегающие среди железистых кварцитов (пачки K ₂ ² +K ₂ ³)	II	8	63,81	0,54	18,14	2,13	2,90	0,03	3,10	0,27	0,50	5,87
7		III	12	58,99	0,63	17,02	1,87	4,28	0,06	3,10	0,94	0,55	5,83
8		IV	4	56,81	0,56	15,91	3,55	7,42	0,07	2,84	3,34	1,04	3,79
9		V	8	58,24	0,53	13,10	2,50	12,07	0,06	3,56	1,67	1,34	3,02
10	Сланцы, покрывающие железистые кварциты (пачка K ₂ ⁴)	II	1	62,51	0,43	19,18	1,66	1,77	0,02	2,07	0,29	0,34	5,60
11		III	10	58,72	0,66	18,37	2,52	5,34	0,08	2,89	0,96	0,76	3,67
12		IV	15	58,55	0,51	14,40	2,25	6,12	0,06	3,84	1,90	0,58	3,98
13		V	9	61,03	0,45	12,20	2,99	11,67	0,06	2,84	1,56	0,94	2,85
14		VI	4	63,86	0,34	9,27	1,95	13,60	0,05	3,21	1,29	0,38	2,17

* С л а н ц ы: I — мусковитовые, II — биотит-мусковитовые, III — мусковит-биотитовые,

тах и гнейсах

P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃	CaO/MgO	Na ₂ O/K ₂ O	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃
район [88]								
0,08	0,71	98,81	0,172	0,043	0,722	0,866	—	0,79
0,25	1,62	99,02	0,189	—	2,462	0,551	—	0,48
0,23	1,78	99,45	0,221	—	1,143	1,576	—	0,27
часть КМА [26]								
—	2,59	99,88	0,201	0,008	1,029	1,222	1,403	0,68
—	3,79	99,90	0,228	0,009	1,838	0,394	0,531	0,87
—	2,89	99,80	0,200	0,017	3,316	0,221	0,233	0,66
—	2,96	99,94	0,207	0,009	0,413	0,279	0,031	0,51

серцитизированный гранит, 5, 6 — сильно серцитизированный гранит, 7 — метаморфизован-

[36, табл. 98]

C _{св}	P ₂ O ₅	FeS ₂	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O/MgO	K ₂ O/Al ₂ O ₃
0,278	0,236	1,98	0,148	1,61	0,17	99,16	0,581	0,088	0,943	10,46	0,37	7,0	0,29
0,31	0,043	0,10	0,13	1,57	0,14	97,49	0,346	0,015	2,50	8,31	0,35	3,6	0,27
0,39	0,055	0,32	0,43	1,71	0,04	98,44	0,339	0,027	2,059	8,59	0,42	1,8	0,22
0,50	0,135	1,34	0,25	2,22	0,16	99,18	0,329	0,029	1,429	10,41	0,56	1,1	0,26
0,59	0,149	1,68	0,27	1,01	0,14	97,96	0,257	0,029	2,577	10,72	0,77	1,6	0,37
0,62	0,061	2,25	0,19	1,06	0,18	101,65	0,284	0,029	1,361	9,74	0,54	1,9	0,32
0,78	0,064	2,16	0,87	1,34	0,21	98,69	0,288	0,038	2,288	10,42	0,61	1,9	0,34
0,43	0,10	0,64	0,68	0,94	0,28	98,40	0,280	0,035	2,090	11,01	0,66	1,3	0,24
0,15	0,086	0,48	0,87	1,03	0,24	98,95	0,224	0,040	3,828	9,59	0,74	0,85	0,23
2,15	0,09	1,89	0,19	1,23	0,25	99,67	0,306	0,022	1,066	8,30	0,43	2,7	0,29
1,17	0,06	0,33	0,29	1,96	0,95	98,73	0,311	0,030	2,115	8,28	0,45	1,3	0,20
2,71	0,07	0,75	0,78	1,68	0,57	98,75	0,244	0,035	2,720	10,30	0,71	1,0	0,28
0,21	0,10	0,49	0,29	0,65	0,1	98,43	0,200	0,037	3,916	8,19	0,67	1,0	0,23
0,11	0,09	0,66	0,17	1,10	0,17	98,42	0,113	0,036	6,974	7,05	0,76	0,7	0,43

IV — биотитовые, V — гранат-биотитовые, VI — амфибол-гранат-биотитовые.

биотитовых, биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-гранат-биотитовых. Средний химический состав пород этих групп для различных частей разреза курской серии приведен в табл. 24.

Б. Д. Клагинш считает, что выделенные ею минералогические группы одновременно являются и генетическими. По ее представлениям, мусковитовые сланцы возникли за счет метаморфизма прибрежно-морских каолинистых глин, биотит-мусковитовые и мусковит-биотитовые — за счет каолинит-гидрослюдистых, биотитовые — за счет хлорит-гидрослюдистых, а гранат-биотитовые и амфибол-гранат-биотитовые сланцы — за счет прибрежно-морских лептохлоритовых глинистых отложений. Однако изучение табл. 24 показывает, что первично каолинистые глины в отложениях нижней и средней курской свит отсутствовали.

Сланцы всех минералогических типов характеризуются невысоким содержанием глинозема и повышенным (8—10%) суммарным содержанием щелочей и щелочных земель. В существенно мусковитовых сланцах нижней свиты среднее содержание глинозема составляет 21,58%, но в этих породах одновременно возрастает и содержание калия. Значения отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему во всех типах сланцев очень высокие и колеблются от 0,35 до 0,76, что характерно лишь для глин гидрослюдистого и монтмориллонитового состава. О существенно гидрослюдистом составе глинистых отложений курской серии свидетельствуют и большие значения отношений $K_2O : Al_2O_3$ (0,22—0,43). По-видимому, разновидности глинистых пород, у которых это отношение выше 0,31, т. е. выше, чем у мусковита и гидромусковита, содержали кроме глинистых минералов обломочную примесь калиевых полевых шпатов.

Обращает на себя внимание еще одна особенность химического состава сланцев. В породах I—III групп калий значительно преобладает над магнием и значения отношений $K_2O : MgO$ в этих породах весьма высокие (в I и II группах они даже выше, чем у обычных гидрослюдов). В породах IV—VI групп значение этих отношений снижается. В целом оно снижается и вверх по разрезу — от сланцев, подстилающих железистые кварциты, к сланцам, перекрывающим последние.

Перечисленные особенности состава сланцев курской серии показывают, таким образом, что исходные глинистые отложения имели гидрослюдистый и монтмориллонит-гидрослюдистый состав, причем в нижней части разреза преобладали гидрослюдистые (гидромусковитовые) глины.

К высокоглиноземистым породам можно отнести лишь мусковитовые сланцы из пачки, перекрывающей михайловскую серию. Среднее содержание глинозема в них составляет 28,38%, но в этих сланцах очень высокое содержание K_2O (8,16%). По

значению отношений $K_2O : Al_2O_3$ и $K_2O : MgO$ можно полагать, что это были довольно чистые гидромусковитовые (но не каолинитовые) глины. На треугольной диаграмме САК точки как средних составов минералогических типов сланцев, так и единичных анализов пород нижней свиты располагаются внутри поля

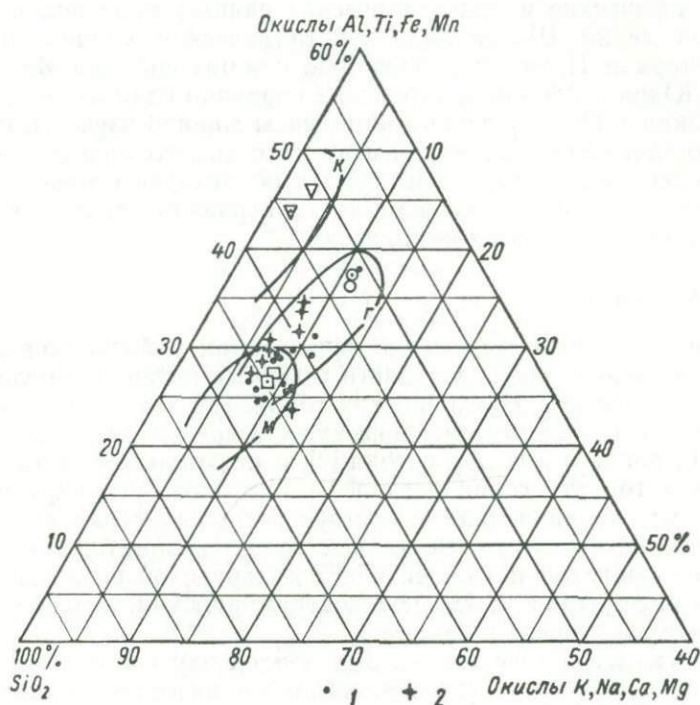


Рис. 47. Диаграмма САК общего химического состава глинистых отложений курской серии.

1 — средние составы различных минералогических групп сланцев; 2 — единичные анализы сланцев нижней свиты. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

гидрослюдистых глин или в зоне перекрытия его с полем монтмориллонитовых глин (рис. 47). Ни одна из точек, даже точка состава мусковитовых сланцев, лежащих на михайловской серии, за пределы этих полей не уходит.

Таким образом, имеющийся материал по глинистым отложениям курской серии позволяет утверждать, что процессы докурского выветривания были достаточно умеренными и не достигали каолинитовой стадии, а следовательно, не могли дать материал для накопления высокоглиноземистых каолинитовых глин.

ЗАРУБЕЖНЫЕ СТРАНЫ

Из глинистых метаморфизованных образований докембрийского возраста, развитых на территории зарубежных стран, в качестве отдельных примеров будут охарактеризованы лишь метаморфические и кристаллические сланцы мойнской и дальредской серий Шотландии, кристаллические сланцы района Коннемара в Ирландии, глинистые сланцы системы Витватерсранд Южной Африки и гуронские первично глинистые отложения Канады. Перечисленные комплексы хорошо изучены, а главное, по слагающим их породам имеется достаточное количество химических анализов, чтобы судить об исходном минеральном составе и реальной глиноземистости первично глинистых отложений, развитых в этих комплексах.

ШОТЛАНДИЯ

Осадочно-метаморфические образования мойнской серии наиболее широко развиты в области северных нагорий Шотландии, в меньшей мере в Грампианских горах, где эта серия соприкасается с осадочно-метаморфическими толщами дальредской серии. По данным Дж. Андерсона [2], в центральной части Грампианских гор эти серии разделены тектоническим нарушением (сдвигом), но на западе и востоке мойнская серия сменяется дальредской через промежуточные толщи кварцитов и сланцев. Возраст мойнской и нижней части дальредской серии Дж. Андерсон рассматривает как позднедокембрийский, верхнюю часть дальредской относит к кембрию.

Мойнская серия, по Дж. Андерсону [2], состоит в основном из гранулитов (перекристаллизованных песчаников с полевыми шпатами), сложенных гранобластовым агрегатом кварца, полевого шпата (микроклина и олигоклаза в различных соотношениях) и слюды, главным образом биотита. Обычно эти породы *полосчаты или плитчаты* благодаря тонкой слоистости и полосам, обогащенным слюдой. Среди метапесчаных пород имеются прослойки конгломератов и гравелитов. Другим распространенным типом осадочно-метаморфических образований серии являются слюдяные сланцы и породы, называемые полупелитовыми сланцами (первично песчано-глинистые отложения). Наблюдаются также немногочисленные тонкие прослойки мраморов, однако среди терригенных отложений более распространены слои или линзы известково-силикатных пород, содержащих кальциевый гранат, роговую обманку, анортит и цоизит. Вблизи контакта с гранитными интрузиями пелитовые породы превращены в роговики с гранатом, андалузитом и силлиманитом. В терригенных отложениях наблюдаются косая слоистость, борозды размыва, волноприбойные знаки, следы подводного опол-

зания слоев и трещины усыхания (в пелитовых породах). Общая мощность серии достигает в районе Морар 6300 м.

Данные о химическом составе пород мойнской серии были в последнее время обобщены Б. Батлером [201]. Он отмечает, что слюдяные сланцы, образовавшиеся по глинистым отложениям, слагают обычно небольшие прослои (от 1 до 70—80 см)

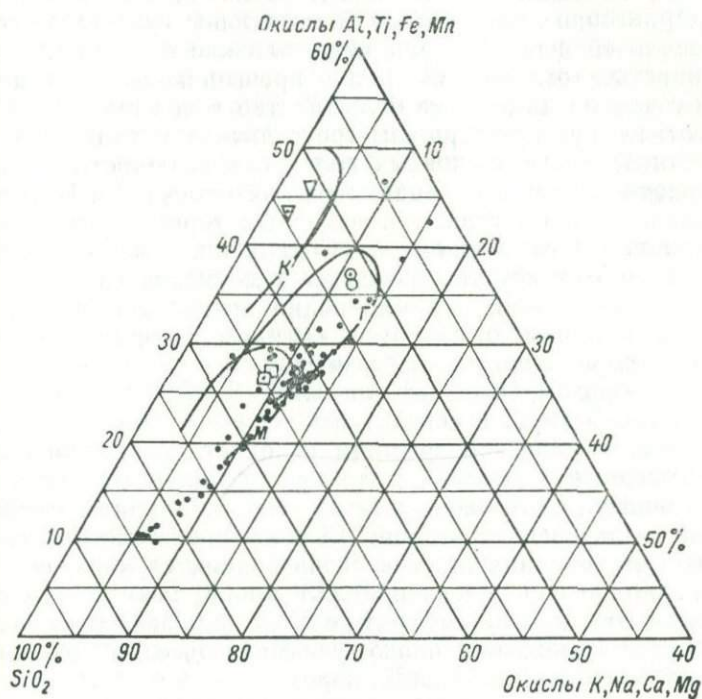


Рис. 48. Диаграмма SAK общего химического состава песчано-глинистых отложений мойнской серии (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

среди первично песчаных пород, а на основании изучения химического состава пелитовых и семипелитовых пород приходит к выводу, что исходный осадочный материал не претерпевал сколько-нибудь значительного химического выветривания. Б. Батлер считает, что многие гранатсодержащие слюдяные сланцы представляли собой плохо сортированные отложения типа граувакк или алевритов, в составе которых существенную роль играли обломки полевых шпатов и слюд. Слабая выветрелость материнского материала объясняется образованием его в аридных условиях или быстрой эрозией и отложением.

Химический состав пород мойнской серии показан на диаграмме SAK (рис. 48). На диаграмме очень хорошо видно, что

терригенные породы мойнской серии образуют единый по химической зрелости осадочного материала ряд песчано-глинистых отложений. Подавляющее большинство точек образует сравнительно узкую цепочку, расположенную между точками эталонного состава гидрослюд и фракций $<0,001$ мм гидрослюдистых глин и вершиной SiO_2 треугольника, указывая на присутствие глинистых, смешанных и песчаных разновидностей. Для всех пород характерно далее весьма значительное суммарное содержание щелочей и щелочных земель, близкое в среднем к 10%, а в глинистых отложениях даже превышающее эту цифру, в связи с чем на диаграмме большинство точек смещено в сторону соответствующей вершины треугольника и тяготеет к правой (нижней) части эталонных полей гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. По-видимому, как отмечает и Б. Батлер, это связано с присутствием в исходных терригенных отложениях карбонатного материала. Содержание малоподвижных окислов группы алюминия и железа в мойнских сланцах сравнительно небольшое и в сумме редко превышает 30%. Лишь единичные анализы отличаются высоким содержанием этих окислов (четыре точки на диаграмме).

Таким образом, особенности химического состава пород мойнской серии хорошо согласуются с выводами Б. Батлера о невысокой химической зрелости исходного осадочного материала. Совершенно очевидно, что как обломочные, так и первично глинистые отложения этой серии характеризовались резко полимиктовым составом. Высокоглиноземистые породы встречаются среди них лишь в очень редких случаях, если вообще правильно определена принадлежность этих пород к мойнской серии, так как на диаграмме САК они занимают весьма обособленное положение, плохо увязывающееся с геохимическими особенностями остальных пород.

Дальредская серия залегает на мойнской согласно и связана с ней постепенными переходами [2]. На границе этих серий выделяется толща кварцитов и слюдяных сланцев, которую Дж. Андерсон относит еще к серии Мойн, а дальредскую начинает с известняков, отсутствующих ниже по разрезу. Дж. Андерсон предлагает расчленять дальредскую серию на ниже- и верхнедальредские образования, среди которых в свою очередь выделяется ряд групп, или свит. Нижнедальредские отложения начинаются свитой известняков с черными сланцами, в верхней части которой находится примечательный, хотя и невыдержанный горизонт «пуддинговых» валунно-галечных конгломератов. Цемент их сланцеватый, известково-кремнистый, в нем рассеяны валуны, состоящие преимущественно из натрового гранита. В подошве и кровле горизонта конгломераты переслаиваются с ниже- и вышележащими отложениями. Выше по разрезу залегает свита (или группа) слоистых кварцитов и свита черных углеродистых сланцев.

Верхнедальредская толща состоит главным образом из метаморфизованных глинистых отложений, сланцеватых слоистых граувакк и загрязненных известняков. Снизу вверх по разрезу выделяются нижняя пелитово-известковистая, нижняя псаммитовая, верхняя пелитово-известковистая и верхняя псаммитовая группы (свиты). В состав верхней псаммитовой группы входят, кроме того, хлорит-эпидотовые и роговообманковые сланцы и песчаники, известные под названием «зеленых пластов». Они рассматриваются как метаморфизованные вулканические пеплы или осадочные породы с пеплом. Иногда присутствуют мощные метабазальтовые лавы. В разрезе дальредской серии развиты также многочисленные силлы пород основного состава, превращенные в эпидиориты и роговообманковые сланцы. На северо-востоке они присутствуют главным образом в верхах нижнедальредских отложений.

Породы дальредской серии подверглись региональному метаморфизму, проявившемуся зонально. Именно в юго-восточной части Грампианских гор Дж. Барроу (Barrow) в 1893 г. было впервые произведено выделение зон метаморфизма по определенным индекс-минералам. Позднее эти зоны уточнялись С. Тилли (Tilley), В. Кеннеди (Kennedy) и другими геологами. К настоящему времени зональность метаморфизма в отложениях дальредской серии, минералогический состав сланцев и его изменения в зависимости от степени метаморфизма, изменения химического состава отдельных метаморфических минералов изучены с большой степенью деятельности. В меньшей мере охарактеризован валовой химический состав первично глинистых отложений [202, 221, 224].

По химическому составу сланцы дальредской серии весьма своеобразны и резко отличаются от первично глинистых отложений мойнской серии (табл. 25). Обращают на себя внимание довольно низкое содержание в дальредских сланцах кремнезема (в среднем 51,35%) и значительное количество глинозема: в среднем оно составляет 24,83%, а в ряде проб превышает 30%. Содержание двуоксида титана и окислов железа также повышенное. Кремневый модуль в сланцах весьма высокий и равен в среднем 0,483, а в отдельных пробах значение его увеличивается до 0,620—0,770, приближаясь к модулю каолинитовых глин и их фракции <0,001 мм (см. табл. 3). С другой стороны, почти все дальредские сланцы содержат большое количество щелочей и щелочных земель и характеризуются высокими значениями отношения их суммы к глинозему (в среднем 0,38). Такие значения наблюдаются обычно у гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. На присутствие монтмориллонита в исходных глинистых отложениях указывает и большое количество натрия в сланцах, однако высокие значения отношений $K_2O : MgO$ (в среднем 1,73) и $K_2O : Al_2O_3$ (0,16) свидетельствуют о том, что среди глинистых минералов преобладали

Химический состав (вес. %) первично глинистых пород дальредской серии

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+
1	55,26	0,91	20,46	1,89	7,12	0,15	2,81	0,73	2,44	3,17	3,74
2	49,16	1,01	28,21	4,63	6,21	0,19	1,84	0,88	3,00	1,83	2,76
3	56,11	1,25	18,64	6,60	3,93	0,10	2,13	0,37	2,64	4,18	3,45
4	55,79	1,51	25,17	7,07	2,53	0,10	1,98	0,68	1,12	3,00	1,29
5	44,13	1,11	26,13	3,63	8,43	0,18	3,07	0,95	3,11	4,79	3,59
6	53,84	1,54	20,28	3,43	6,00	0,10	3,25	0,74	0,84	6,20	2,68
7	59,10	0,93	22,58	0,97	4,40	0,09	1,82	0,81	1,12	3,74	3,63
8	54,30	1,03	23,96	3,50	5,27	0,04	1,43	0,20	2,59	3,20	4,16
9	45,97	0,97	33,29	1,37	3,10	0,05	1,11	0,81	1,39	5,78	5,40
10	46,20	1,58	23,11	2,23	9,50	0,20	3,92	1,38	1,74	6,19	2,95
11	48,60	1,82	23,06	3,05	6,60	0,06	3,46	1,57	2,38	4,94	3,46
12	62,17	0,55	20,71	3,79	2,92	Сл.	1,24	0,90	1,23	3,85	2,79
13	47,49	1,78	26,59	2,49	6,11	0,12	2,53	2,16	2,98	4,40	2,43
14	43,36	1,43	33,25	1,50	4,99	0,03	2,07	0,84	1,94	5,68	4,53
15	58,53	2,53	18,55	4,20	4,41	0,05	2,24	0,97	2,43	3,20	2,50
16	50,46	2,16	23,92	4,05	6,82	0,09	2,61	1,77	2,45	2,76	2,70
17	50,39	0,18	26,82	7,52	2,37	0,14	2,00	1,80	3,22	2,84	2,
18	60,27	1,07	18,78	0,72	6,95	0,15	2,52	2,38	1,46	2,74	2,39
19	61,10	0,90	21,30	0,61	5,63	—	2,51	—	0,38	4,15	3,12
20	52,46	1,24	25,72	1,41	8,74	0,16	2,47	1,05	0,38	3,30	2,84
21	61,28	1,14	24,41	1,05	6,18	0,09	1,75	0,40	0,55	1,50	1,91
22	56,52	1,14	22,98	1,44	8,15	0,15	2,29	1,01	1,47	2,41	2,16
23	44,46	1,33	31,09	4,28	6,56	0,14	2,85	0,60	0,87	4,69	3,32
24	49,55	0,96	30,88	5,09	5,88	0,16	1,53	0,44	0,75	2,36	1,87
25	41,89	1,84	27,45	8,69	5,36	0,34	1,93	1,35	2,45	5,42	3,00
26	50,04	1,58	20,07	9,68	4,38	0,27	2,31	1,81	3,59	4,25	1,74
27	44,09	1,69	23,64	12,01	3,66	0,37	2,61	0,85	2,03	6,01	3,09
28	43,36	1,41	32,65	0,48	6,64	0,03	3,16	1,01	1,54	6,10	3,29
29	43,34	1,89	26,58	8,01	4,57	0,38	2,66	1,71	3,30	4,74	2,88
Сред- нее . . .	51,35	1,33	24,83	3,97	5,64	0,14	2,34	1,04	1,91	4,05	3,00

Шотландии

H ₂ O-	P ₂ O ₅	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	Σ ш. и ш.-з. $\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
0,77	0,44	99,09	0,370	0,044	3,767	8,44	0,45	1,13	0,15
0,28	0,47	100,47	0,574	0,036	1,341	7,55	0,27	0,99	0,06
0,10	0,49	99,99	0,332	0,067	0,595	9,32	0,50	1,96	0,22
0,10	0,04	100,38	0,451	0,060	0,358	6,73	0,27	1,55	0,12
0,77	0,52	100,41	0,592	0,042	2,322	11,92	0,46	1,56	0,18
0,18	0,28	99,36	0,377	0,076	1,749	11,03	0,54	1,91	0,31
0,16	0,17	99,52	0,382	0,041	4,536	7,49	0,33	2,05	0,17
0,13	0,01	99,82	0,441	0,043	1,506	7,42	0,31	2,24	0,13
0,19	0,05	99,49	0,724	0,029	2,263	9,09	0,27	5,21	0,17
0,13	0,45	99,58	0,500	0,068	4,260	13,23	0,57	1,58	0,27
0,21	0,77	99,98	0,474	0,079	2,164	12,35	0,53	1,43	0,21
0,19	0,02	100,36	0,333	0,026	0,770	7,22	0,35	3,10	0,19
0,08	0,68	99,84	0,560	0,067	2,454	12,07	0,45	1,74	0,17
Сл.	Сл.	99,62	0,767	0,043	3,327	10,53	0,32	2,74	0,17
0,17	He опр.	99,88	0,317	0,136	1,050	8,84	0,48	1,43	0,17
0,06	Сл.	99,85	0,474	0,090	1,684	9,59	0,40	1,06	0,12
77	He опр.	100,05	0,532	0,007	0,315	9,86	0,37	1,42	0,11
0,12	0,28	99,83	0,311	0,057	9,652	9,10	0,48	1,09	0,15
0,15	Сл.	99,85	0,349	0,042	9,229	7,04	0,33	1,65	0,19
0,18	"	99,95	0,490	0,048	6,198	7,20	0,28	1,34	0,13
0,11	0,07	100,44	0,398	0,047	5,886	4,20	0,17	0,86	0,06
0,15	Сл.	99,87	0,406	0,050	5,660	7,18	0,31	1,05	0,10
0,14	0,16	100,49	0,699	0,043	1,533	9,01	0,29	1,65	0,15
0,11	0,14	99,72	0,623	0,031	1,155	5,08	0,16	1,54	0,08
0,04	0,15	99,91	0,655	0,067	0,617	11,15	0,37	2,81	0,20
0,13	0,28	100,13	0,401	0,079	0,451	11,96	0,60	1,84	0,21
0,12	0,15	100,32	0,536	0,071	0,305	11,50	0,49	2,30	0,25
0,18	Сл.	99,85	0,753	0,043	13,833	11,81	0,36	1,93	0,19
0,08	0,18	100,32	0,613	0,071	0,570	12,41	0,47	1,78	0,18
0,18	0,20	99,98	0,483	0,053	1,421	9,34	0,38	1,73	0,16

гидрослюд, причем нередко гидромусковитового ряда. Смешанный существенно каолинит-гидрослюдистый состав исходных глинистых отложений дальредской серии очень хорошо отражается на диаграмме $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ (рис. 49). На ней большинство точек состава располагается в поле гидрослюдистых глин или между ним и эталонным полем глин каолинитового состава. Часть точек смещается в сторону поля монтмо-

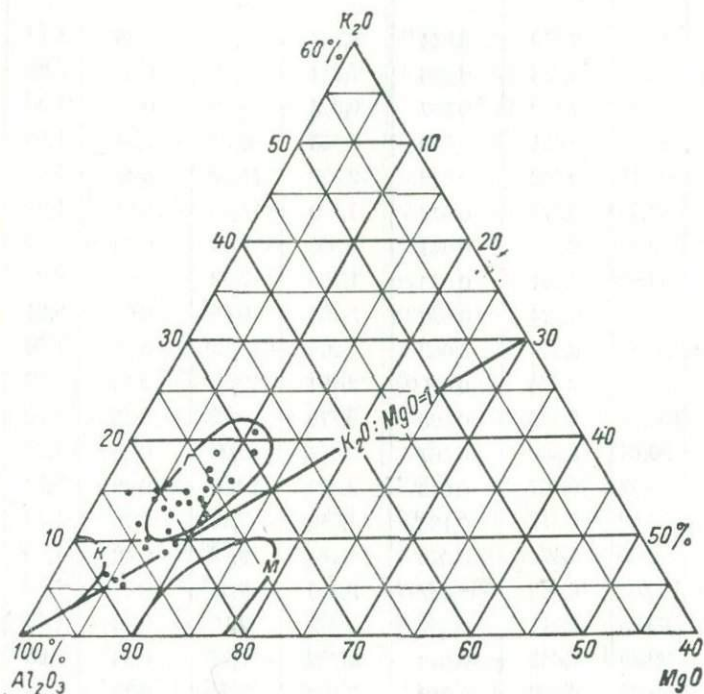


Рис. 49. Диаграмма $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ глинистых отложений дальредской серии.

риллонитовых глин, другая часть уходит из поля гидрослюдистых глин к стороне треугольника, соединяющей вершины Al_2O_3 и K_2O , что свидетельствует о присутствии гидрослюдов гидромусковитового ряда.

На треугольной диаграмме SAK также хорошо виден каолинит-гидрослюдистый состав исходных глинистых отложений дальредской серии (рис. 50). На этой диаграмме часть точек состава сланцев уходит выше эталонного поля гидрослюдистых глин, указывая на присутствие в породах повышенного количества малоподвижных в условиях гипергенеза окислов алюминия, железа и титана. Для сравнения на этой же диаграмме показан состав первично песчаных пород дальредской серии (по

данным [218]). Хотя количество анализов для них и незначительно, все же можно видеть, что по степени геохимической зрелости терригенного материала песчано-глинистые отложения серии, как и в других районах, образуют единый ряд.

Анализ химического состава пород дальредской серии показывает, таким образом, что в исходных глинистых отложениях присутствовал, с одной стороны, осадочный материал весьма

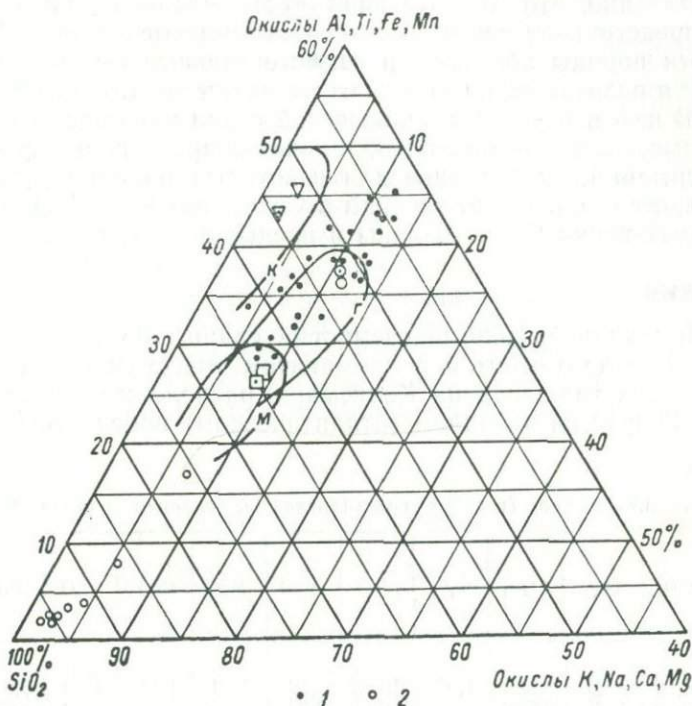


Рис. 50. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых и песчаных отложений дальредской серии.

1 — сланцы; 2 — кварциты и кварцито-песчаники. Остальные обозначения те же, что на рис. 7.

глубокой химической дифференциации, представленный каолинитом и, возможно, свободными гидроокислами железа, а с другой стороны, материал более умеренного выветривания в виде минералов гидрослюдистой и монтмориллонитовой групп. Вполне вероятно, что эти особенности состава объясняются палеогеографическими условиями осадконакопления в дальредское время. Судя по тому, что в разрезе серии наблюдается чередование пачек кварцитов, сланцев и карбонатных пород, накопление отложений, по крайней мере для какой-то их части, происходило в морской или прибрежно-морской обстановке. В этом случае даже при каолинитовом характере выветривания в об-

ласти сноса из-за размыва более глубоких горизонтов кор выветривания и известного разделения глинистого материала во время переноса и отложения в прибрежной части бассейна могут накапливаться глины смешанного состава, о чем уже говорилось при рассмотрении химического состава глинистых пород джалагунской свиты Патомского нагорья и верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа.

Несомненно, что значительная часть сланцев дальредской серии представляет собой высокоглиноземистые породы. Вероятно, эти породы образуют и самостоятельные формации, поскольку в разрезе серии они слагают пачки значительной мощности. В целом в разрезе дальредской серии наблюдается сочетание высокоглиноземистых, обломочно-кварцевых и карбонатных формаций, характерное для некоторых районов развития верхнепротерозойских отложений в Советском Союзе. Примеры такого сочетания были описаны в предыдущих главах.

ИРЛАНДИЯ

В Ирландии высокоглиноземистые сланцы со ставролитом, гранатом, андалузитом и силлиманитом известны среди метаморфических толщ района Коннемара, расположенного к северу от зал. Голуэй на западном (атлантическом) побережье Ирландии.

ТАБЛИЦА 26

Химический состав (вес. %) кристаллических сланцев района Коннемара,

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	48,16	1,68	23,35	1,65	10,02	0,19	3,52	1,41	1,58	3,94	0,44
2	42,58	1,34	27,39	1,60	9,62	0,24	3,20	2,90	2,53	4,73	0,10
3	46,13	1,35	23,62	3,62	8,90	0,09	4,62	0,21	0,75	6,31	0,15
4	44,08	1,17	26,79	2,22	10,51	0,14	3,42	0,32	0,72	4,74	0,12
5	51,60	1,59	21,50	0,85	9,40	0,14	2,90	2,17	1,95	3,38	0,21
6	42,64	1,24	31,45	4,61	8,11	0,06	2,22	0,53	0,93	4,84	0,05
7	45,30	2,15	23,62	6,75	6,31	0,26	3,92	0,45	0,97	5,41	0,18
8	47,50	2,00	23,85	3,92	9,16	0,07	0,39	0,43	0,51	3,69	0,19
9	49,73	0,39	27,50	1,66	6,89	0,08	1,61	0,53	0,46	6,26	0,18
10	48,00	0,46	27,83	1,40	9,36	0,23	1,95	0,90	0,62	5,52	0,09
11	41,88	1,38	29,20	1,15	10,76	0,16	3,09	0,98	1,56	4,63	0,23
12	46,38	1,03	30,37	1,98	9,74	0,15	2,09	0,59	1,42	2,40	0,16
13	52,53	1,02	26,76	1,45	7,86	0,18	2,31	0,61	1,25	2,71	0,17
14	47,52	1,26	28,74	1,94	7,45	0,15	1,57	0,37	1,65	4,20	0,10
15	41,06	1,78	27,36	1,63	10,75	0,23	3,79	1,83	1,48	4,47	0,28
16	51,95	0,88	23,80	0,72	8,60	0,22	2,65	0,87	1,12	5,56	0,22
17	45,60	1,77	24,53	2,51	8,48	0,10	3,69	0,98	1,57	5,53	0,10
Среднее	46,62	1,32	26,33	2,33	8,93	0,15	2,93	0,94	1,24	4,60	0,17

дии. Район находится в гористой почти ненаселенной местности и изучен очень слабо. Регионально метаморфизованные породы слагают здесь почти прямоугольную площадь размером 50××25 км и представлены кварцитами, гранулитами, метаморфизованными пелитами и известняками. С этими породами ассоциируют мигматиты и тоналитовые гнейсы, а на юге района — синорогенные основные и ультраосновные интрузивные образования. Дж. Андерсон [2] считает, что осадочно-метаморфические породы Коннемара сходны с нижней частью дальредской серии Шотландии и относятся к верхнему докембрию. Б. Е. Лик [212] отмечает, что эти породы образуют крупную антиформную структуру, в ядре которой обнажаются кварциты. В южной части района рассматриваемые отложения метаморфизованы в силлиманит-альмандиновой, а в северной — в ставролит-кианитовой субфациях регионального метаморфизма. Количество первично глинистых пород относительно мало по сравнению с семипелитами, кремнистыми гранулитами и кварцитами.

По химическому составу кристаллические сланцы Коннемара весьма сходны со сланцами дальредской серии Шотландии, от которых они отличаются еще более высоким содержанием глинозема и окислов железа и меньшим количеством кремнезема, окислов натрия и кальция (табл. 26). Удивительно сходны и

Ирландия

H ₂ O ⁻	S	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	Σ ш. и ш.-з.	$\frac{\Sigma \text{ ш. и ш.-з.}}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
4,32	0,05	100,31	0,485	0,072	6,073	10,45	0,44	1,12	0,17
2,98	0,16	99,37	0,643	0,049	6,012	13,36	0,49	1,48	0,17
0,43	0,11	96,29	0,512	0,057	2,458	11,89	0,50	1,37	0,27
5,37	0,13	99,73	0,608	0,044	4,734	9,20	0,34	1,39	0,18
3,86	0,12	99,67	0,417	0,074	11,058	10,40	0,48	1,56	0,16
3,28	0,12	100,08	0,738	0,039	1,759	8,52	0,27	2,18	0,15
4,50	0,10	99,92	0,521	0,091	0,935	10,75	0,45	1,38	0,23
5,60	0,26	97,57	0,502	0,084	2,337	5,02	0,33	9,46	0,16
4,20	0,10	99,59	0,553	0,014	4,151	8,86	0,32	3,89	0,23
3,19	0,40	99,95	0,580	0,016	6,686	8,99	0,32	2,83	0,20
4,45	0,21	99,68	0,697	0,047	9,356	15,26	0,46	1,50	0,16
3,13	0,18	99,62	0,655	0,034	4,919	6,50	0,21	1,15	0,08
2,69	0,04	99,58	0,509	0,038	5,421	6,88	0,26	1,17	0,10
4,38	0,30	99,63	0,605	0,044	3,840	7,79	0,24	2,68	0,15
4,81	0,12	99,59	0,666	0,065	6,595	11,57	0,42	1,18	0,16
3,20	0,12	99,91	0,458	0,035	11,944	10,20	0,43	2,10	0,23
4,50	0,15	99,51	0,538	0,072	3,378	11,77	0,48	1,50	0,22
4,05	-0,15	99,78	0,565	0,050	3,833	9,71	0,37	1,57	0,17

отношения между породообразующими окислами или их группами. В сланцах Коннемара отмечают лишь более высокие значения кремневого модуля (в среднем 0,565) и отношений закисного железа к окисному (3,833 против 1,421).

На диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ основная часть точек состава сланцев Коннемара располагается в поле гидрослюдистых

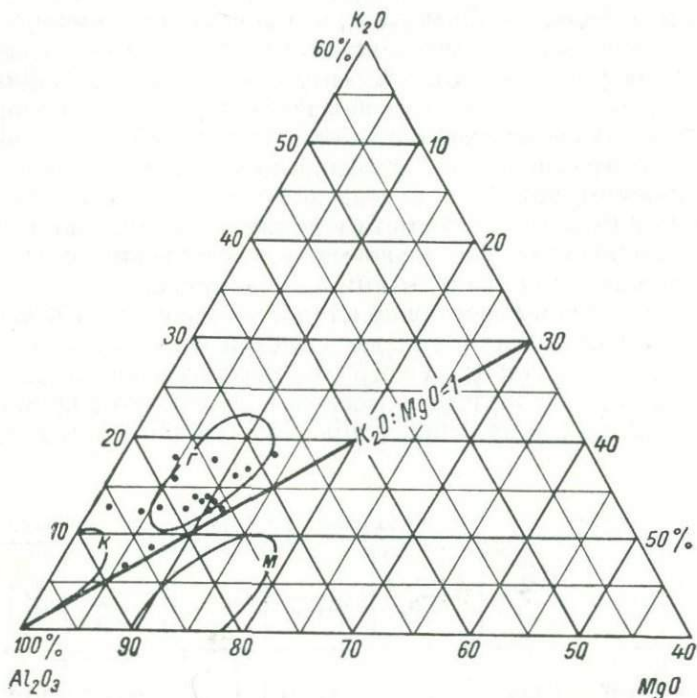


Рис. 51. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ глинистых отложений толщи сланцев района Коннемара.

глин (рис. 51). Наблюдается смещение части точек в сторону эталонных полей каолинитовых, в меньшей мере монтмориллонитовых глин. На диаграмме общего химического состава также подчеркивается каолинит-гидрослюдистый состав исходных глинистых отложений, при этом почти все точки уходят выше эталонного поля гидрослюдистых глин и точек эталонного состава гидрослюд и фракций $<0,001$ мм гидрослюдистых глин в сторону вершины с малоподвижными в гипергенных условиях окислами (рис. 52).

Отмеченные особенности химического состава сланцев Коннемара свидетельствуют о том, что в исходных глинистых отложениях наряду с преобладающими гидрослюдами присутство-

вало значительное количество каолинита и свободных гидроксидов железа. С другой стороны, высокое содержание в породах щелочей и щелочных земель заставляет предполагать, как и в случае сланцев дальредского комплекса, присутствие в исходных осадках химически менее зрелого осадочного материала. Несмотря на это, сланцы Коннемара, несомненно, пред-

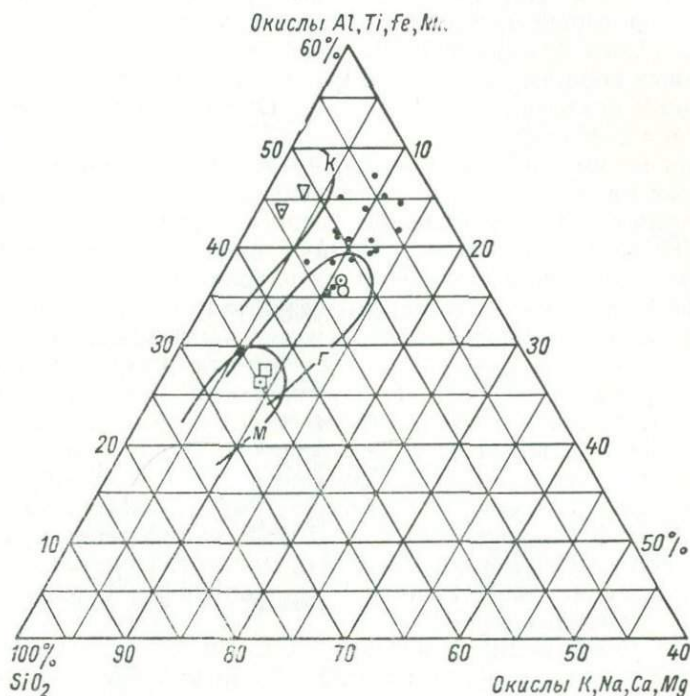


Рис. 52. Диаграмма САК общего химического состава глинистых отложений толщи сланцев района Коннемара (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

ставляют собой высокоглиноземистые породы. Характерно, что в разрезе они сочетаются с обломочными кварцевыми отложениями. Ввиду слабой изученности района остается неясным, образуют ли сланцы самостоятельную высокоглиноземистую формацию или являются составной частью обломочно-кварцевой формации. По существу нет данных и для суждения об условиях накопления рассматриваемых отложений. Судя по присутствию в разрезе докембрийских отложений Коннемара карбонатных пород, осадконакопление, как и в Дальредском бассейне Шотландии, хотя бы частично происходило в прибрежно-морских условиях.

ЮЖНАЯ АФРИКА

В Южной Африке высокоглиноземистые первично глинистые породы известны среди метаморфизованных отложений так называемой системы Витватерсранд, развитой в основном в горной цепи одноименного названия на территории Южно-Африканской Республики. Система Витватерсранд объединяет мощный комплекс метаморфизованных терригенных отложений, несогласно перекрывающих граниты и гнейсы архейского кристаллического фундамента. В подчиненном количестве среди осадочных пород присутствуют кислые и основные вулканиты и эффузивно-осадочные образования. Общая мощность системы достигает 7500—8000 м.

Судя по имеющимся данным, базальные горизонты системы залегают на древней коре химического выветривания, так как в ряде работ южноафриканских геологов отмечается, что вблизи контакта древние граниты основания превращены в кварц-серицитовые сланцы или сильно серицитизированы и рассланцованы. В нижней части системы широко развиты глинистые отложения, чередующиеся с обломочными, верхняя часть сложена в основном кварцито-песчаниками с горизонтами кварцево-галечных конгломератов («рифов», по терминологии южноафриканских геологов). В соответствии с этим система обычно делится на два отдела, а каждый из отделов расчленяется в свою очередь на ряд свит. По данным А. Дю-Тойта [74], в составе нижнего отдела выделяются свиты Доминион-Риф, Хоспител-Хилл, Гавернмент-Риф и Джемстаун (рис. 53). Верхний отдел представлен свитами Мейн-Берд и Кимберли-Элсбург. Некоторые исследователи рассматривают свиту Доминион-Риф в качестве самостоятельной системы [186].

Свита Доминион-Риф развита только в западных и юго-западных разрезах, где она несогласно перекрывает измененные архейские граниты и представлена в нижней части конгломератами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, а выше — кислыми миндалекаменными эффузивами, туфами, иногда кварцитами и сланцами с тонкими прослоями известняков. Мощность свиты достигает 250 м.

Свита Хоспител-Хилл залегает на свите Доминион-Риф или непосредственно перекрывает древние граниты и сланцы, на которых развита древняя кора выветривания. В нижней части свиты развиты светлые или желтоватые средне- и тонкозернистые кварциты мощностью в несколько сотен метров. Выше лежат красноватые, бурые или пурпурно-черные железистые, нередко полосчатые сланцы с тонкими прослоями кварцитов. В кровле залегает вторая пачка кварцитов зеленовато-серого цвета, чередующихся с темными железистыми сланцами. Мощность свиты 900—1800 м.

Свита Гавернмент-Риф представлена чередованием кварцитов и подчиненных им красноцветных железистых сланцев.

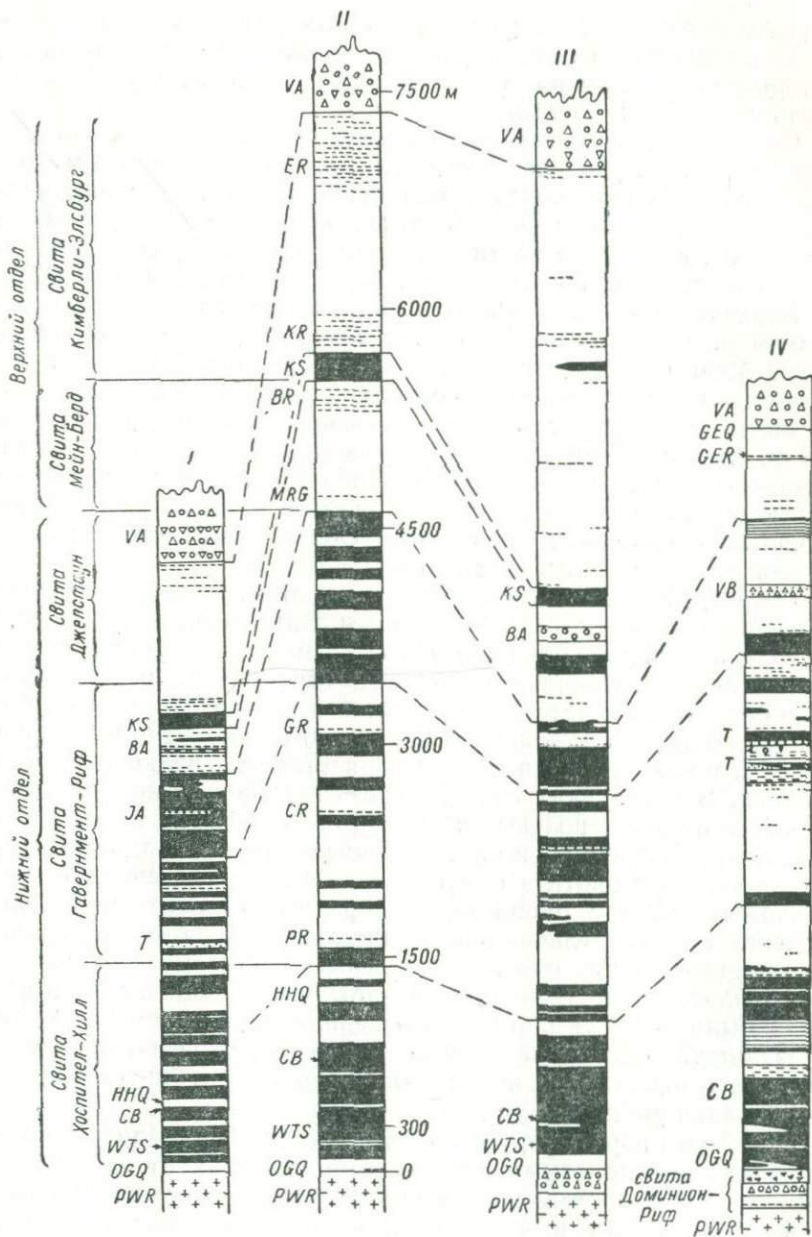


Рис. 53. Литолого-стратиграфические колонки отложений системы Витватерсранд, по А. Дю-Тойту [74].

Черный цвет на колонках — глинистые сланцы, белый — кварцито-песчаники.
 I — Хейдельберг; II — Центральный Ранд (скобки слева относятся к данному разрезу);
 III — Вредефорт; IV — Клерксдорп.

В свите имеются два горизонта конгломератов (мощностью по 30 м) с гальками и валунами кварцитов, лав и различных яшм, которые рассматриваются как древние тиллиты. Общая мощность свиты 1200—1800 м.

Свита Джемстаун сложена в основном темно-зелеными сланцами с большим количеством магнетита, которые при выветривании приобретают красноватый оттенок. Среди сланцев развиты прослои и пачки желтоватых, красноватых или темных кварцитов. В средней части свиты выделяется горизонт миндалекаменных основных эффузивов. Мощность свиты 400—1100 м.

Верхний отдел системы, как уже отмечалось, сложен в основном кварцито-песчаниками, гравелитами и конгломератами. Свита Мейн-Берд содержит наибольшее количество уран- и золотосодержащих кварцевых конгломератов (рифов). В верхней ее части присутствует горизонт основных лав мощностью 60—100 м. Свита Кимберли-Элсбург начинается пачкой сланцев с тонкими прослоями кварцитов (100—150 м), выше залегают конгломераты, а в кровле разреза лежит мощная пачка косо-слоистых кварцитов и гравелитов. Общая мощность верхнего отдела изменяется от 2700 до 4500 м.

Петрографический состав и другие литологические особенности песчаников и сланцев системы Витватерсранд детально изучались А. Фуллером [207]. По его данным, кварциты свиты Хоспител-Хилл отличаются хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала и большой чистотой минерального состава. Породы сложены почти исключительно зернами кварца (до 95% и более), среди которых присутствуют редкие обломки кремней. В песчаниках свит Гавернмент-Риф и Джемстаун появляются обломки полевых шпатов (от 0 до 10%), тонкозернистых почти изотропных и ближе неопределимых пород (до 40%), редкие чешуйки биотита и мусковита. Иногда в очень незначительном количестве присутствует вторичный кальцит. Песчаники верхнего отдела отличаются значительной грубозернистостью. В настоящее время они представлены кварцитами с примесью пирофиллита, хотя А. Фуллер считает, что первоначально в породах были полевые шпаты, замещенные позже пирофиллитом в результате гидротермальной деятельности. В песчаниках всех свит часто отмечаются косая слоистость (в том числе потоковая) и знаки ряби.

Глинистые породы представлены массивными, в других случаях ритмичнослоистыми аргиллитами. Цвет их от светло- до темно-зеленого, последний более обычен. Красноцветную окраску А. Фуллер считает вторичной, возникшей при выветривании пород на земной поверхности, хотя для ожелезненных сланцев нижней части системы вряд ли это справедливо. Основными породообразующими минералами сланцев являются кварц, серицит и железистый хлорит типа брунсвигита. Другие исследователи отмечают довольно широкое распространение хлори-

ТАБЛИЦА 27

Химический состав (вес. %) глинистых сланцев системы Витватерсранд

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃		Σ щ. и щ.-з.	Σ щ. и щ.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O MgO	K ₂ O Al ₂ O ₃
											SiO ₂	TiO ₂				
1*	52,02	1,66	28,47	9,59	4,19	Сл.	0,22	0,08	4,66	100,89	0,547	0,058	4,49	0,16	0,02	0,003
2	51,70	1,16	34,68	1,76	0,09	0,01	0,46	4,62	5,02	99,50	0,671	0,033	5,18	0,15	51,33	0,13
3	75,47	0,53	16,03	0,99	1,15	0,01	0,20	3,09	2,49	99,96	0,212	0,033	4,45	0,28	2,69	0,19
4	50,50	1,01	34,68	2,73	1,48	0,01	0,37	4,96	4,70	100,44	0,687	0,029	6,82	0,20	3,35	0,14
5	49,70	0,94	35,80	2,16	1,32	0,01	0,37	4,96	5,16	100,38	0,720	0,026	6,66	0,19	3,86	0,14
6	52,03	0,96	34,50	1,84	1,14	Сл.	0,60	4,73	5,05	100,85	0,663	0,028	6,47	0,19	4,15	0,14
7	73,17	0,07	20,69	1,11	1,20	0,01	0,22	1,71	3,46	101,64	0,283	0,003	3,14	0,15	1,42	0,08
8	67,20	0,93	24,39	2,27	1,45	Сл.	0,11	0,58	2,92	99,85	0,363	0,038	2,14	0,09	0,40	0,02
9	57,84	0,66	14,55	13,89	6,48	0,39	0,04	1,51	5,03	100,39	0,252	0,045	8,42	0,58	0,23	0,10
10	62,61	0,58	12,04	14,82	5,70	0,12	0,08	0,52	4,14	100,61	0,192	0,048	6,42	0,53	0,09	0,04
11	59,53	0,79	25,65	3,54	1,82	0,17	0,63	4,39	4,01	100,53	0,448	0,031	7,01	0,27	2,41	0,17
12	54,36	0,72	30,38	5,93	2,13	Сл.	0,48	2,64	3,95	100,62	0,559	0,024	5,25	0,17	1,24	0,09
13	54,78	1,01	29,98	0,99	0,87	0,48	0,52	7,95	4,12	100,70	0,547	0,034	9,82	0,33	9,14	0,23
14	60,44	0,63	24,45	5,92	2,90	0,01	0,56	4,50	4,13	103,54	0,404	0,029	7,97	0,37	1,55	0,18
15	54,98	0,72	28,46	6,33	2,69	0,06	0,30	1,87	4,77	100,18	0,518	0,025	4,92	0,17	0,70	0,07
16	59,22	0,87	29,51	0,79	0,31	0,09	0,71	4,59	4,51	100,60	0,498	0,029	5,70	0,19	14,81	0,16
17	56,33	0,70	18,46	8,66	8,62	0,34	0,12	1,27	5,84	100,34	0,328	0,038	10,35	0,56	0,15	0,07
Сред- нее . .	58,35	0,82	25,87	4,90	2,86	0,13	0,35	3,17	4,35	100,80	0,443	0,032	6,51	0,25	1,10	0,12

* Сланцы: 1, 11 — с вулканическим (?) материалом; 2—8, 12, 14—16 — подстилающие конгломераты; 9, 10 — свиты Джемстаун; 13—17 — свиты Кимберли-Элсбург.

тоида, особенно в пластах, подстилающих кварцево-галечные конгломераты [223].

Химический состав первично глинистых пород системы Витватерсранд изучался Дж. Вибольсом [223]. К сожалению, химические анализы были проделаны в основном для небольших по мощности горизонтов сланцев, подстилающих ураноносные квар-

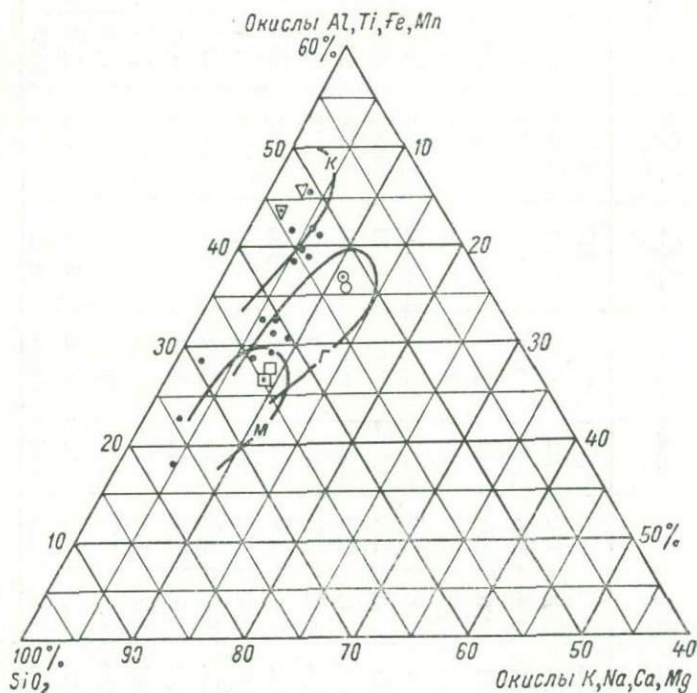


Рис. 54. Диаграмма SAK общего химического состава глинистых отложений системы Витватерсранд (черные точки).

Условные обозначения см. на рис. 7.

цевые конгломераты на разных стратиграфических уровнях системы, и лишь отчасти — для сланцев свит Дженстаун и Кимберли-Элсбург (табл. 27). Большинство опробованных пород характеризуется повышенным и высоким содержанием глинозема (в среднем 25,87, а в ряде случаев до 30% и более) и сравнительно невысоким суммарным содержанием щелочей и щелочных земель, из которых основная доля приходится на калий и магний. Кальций и натрий во всех без исключения породах содержатся в очень незначительных количествах. Отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему весьма изменчиво, но в среднем составляет всего 0,25. Кремневый модуль в породах, как правило, высокий и достигает значений

0,620—0,670 и даже 0,720. Все это свидетельствует о высокой химической зрелости исходного осадочного материала. Однако обращает на себя внимание уже упомянутая большая изменчивость отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, а также отношений $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$. Такая изменчивость говорит о том, что исходный минеральный состав глинистых отложений Витватерсранда был достаточно пестрым.

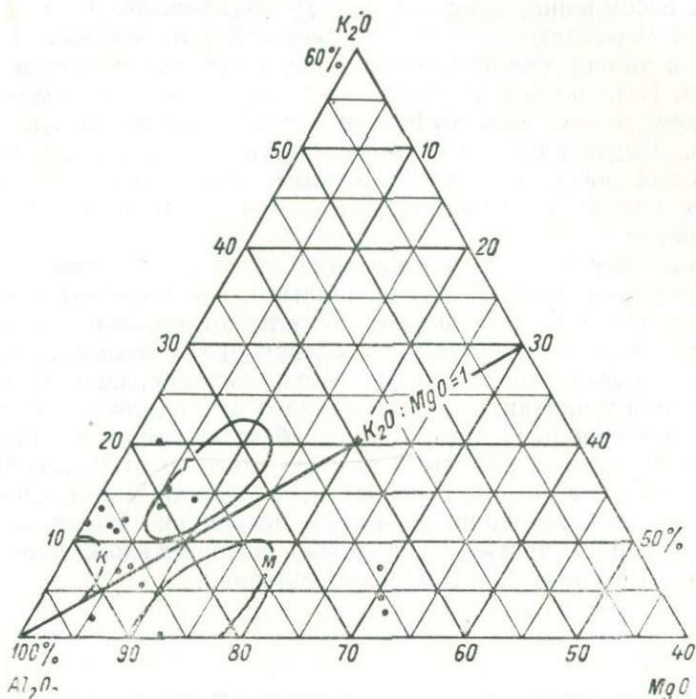


Рис. 55. Диаграмма $Al_2O_3-K_2O-MgO$ глинистых отложений системы Витватерсранд.

Эта пестрота хорошо отражается и на диаграммах SAK и $Al_2O_3-K_2O-MgO$ (рис. 54 и 55). Судя по последней диаграмме, большая часть глинистых отложений имела смешанный каолинит-гидрослюдистый (гидромусковитовый) или каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Отдельные разновидности характеризуются очень высоким содержанием магния при незначительном содержании калия. На диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ точки состава этих пород не попадают даже в поле монтмориллонитовых глин, а резко смещаются в сторону вершины MgO треугольника. Это указывает на присутствие в исходных отложениях значительного количества магнезиальных минералов типа хлоритов, вероятно железистых, так как в указанных разновидностях параллельно с высокими содержаниями магния

отмечаются и высокие содержания окислов железа (анализы 1, 9—10 и 17 в табл. 27). Вероятнее всего, появление хлоритов в породах связано с примесью не подвергавшегося глубокому выветриванию вулканического материала основного состава, на что указывает и Дж. Вибольс [223].

Таким образом, изучение особенностей химического состава сланцев показывает, что среди отложений системы Витватерсранд, несомненно, присутствуют высокоглиноземистые породы. В нижнем ее отделе первично глинистые отложения слагают пачки и толщи мощностью во многие десятки и первые сотни метров. Если не все, то часть этих толщ, по-видимому, представляет собой самостоятельные высокоглиноземистые формации. Подтверждением этому служат и тесная ассоциация глинистых пород с чисто кварцевыми обломочными, и значительно повышенная железистость некоторых разновидностей сланцев.

По поводу условий образования отложений системы Витватерсранд существуют многочисленные и весьма противоречивые представления [74]. В целом для этих отложений характерна высокая химическая зрелость осадочного материала, широко развитая косая слоистость, трещины усыхания, нередко плохая сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках, наличие эрозионных врезов и погребенных русловых образований. Карбонатные породы в разрезе системы отсутствуют. Эти литолого-фациальные особенности отложений свидетельствуют в пользу накопления последних в обстановке озерно-аллювиальных равнин, частично, возможно, в прибрежной зоне опресненного бассейна, а не в морских условиях.

КАНАДА

В южной части Канадского щита, к северу от оз. Гурон, развит мощный (до 10 тыс. м) комплекс существенно терригенных отложений, известных под названием «гуронских» или просто «гурона». Под этим комплексом установлены остатки коры химического выветривания на кристаллических образованиях архейского фундамента, а в составе комплекса наряду с обломочными на разных стратиграфических уровнях присутствуют и первично глинистые породы. Для этих пород, хотя и в небольшом количестве, имеются химические анализы, позволяющие судить об исходном минеральном составе глинистых отложений.

Геологическая литература по гуронским отложениям весьма обширна. Наиболее подробные и полные сведения о вещественном их составе и других литолого-фациальных особенностях содержатся в работах С. М. Роско [217], П. Дж. Пиенаара [216], а для формации Гоуганда — в работах Г. М. Янга [225—227]. По данным этих исследователей, гуронские отложения пред-

ставлены переслаивающимися полимиктовыми (иногда олигомиктовыми) конгломератами, полевошпатовыми кварцитами, аркозами, граувакками, алевролитами и аргиллитами. В нижней части разреза отмечаются основные и кислые вулканы (формации Тессалан и Коппер-Клиф), а в средней части — известняки и доломиты (формация Эспанола). Наиболее детальная стратиграфическая схема гуронских отложений разработана С. М. Роско [217], который расчленяет их на четыре разновозрастные группы (снизу): Эллиот-Лейк, Хог-Лейк, Кверк-Лейк и Кобальт. В составе каждой группы выделяется по несколько формаций.

Догуронская кора химического выветривания лучше всего выражена на гранитах, где она имеет мощность от нескольких дюймов до 15—16 м. Вверх по профилю свежие граниты переходят в белесые породы, сохраняющие гранитную структуру, но с сильно серицитизированными плагиоклазами и полностью измененными цветными минералами. Еще выше гранитная структура исчезает, и у контакта с гуронскими отложениями залегают зеленоватые кварц-серицитовые породы. На зеленокаменных породах кора выветривания имеет значительно меньшую мощность и обычно трудно диагностируется. Измененные материнские породы характеризуются зеленоватым, серым или бледно-желтым цветом и большим количеством хлорита и серицита.

С. М. Роско [217] отмечает, что эти породы из приконтактной зоны обычно называют аргиллитами и путают с догуронскими или гуронскими метасадками.

Химический состав пород из догуронской коры на гранитах показывает, что выветривание действительно было химическим, однако степень химического преобразования материнских пород была не очень значительной (табл. 28). Это видно как по содержанию отдельных окислов, так и, в особенности, по отношениям между ними. Тем не менее в самой верхней части опробованных профилей заметно снижается значение отношений $\text{CaO}:\text{MgO}$, $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ и суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, а значение кремневого модуля увеличивается.

Очень своеобразен химический состав так называемых «остаточных аргиллитов» на метавулканитах основного состава. Эти «аргиллиты» являются по существу высокоглиноземистыми породами, так как содержание глинозема достигает в них 29—33% (см. табл. 28). Однако в них резко повышено и содержание K_2O (9,40—11,0%). Отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему в этих породах такое же, как в гидрослюдистых глинах, а по высоким значениям отношений $\text{K}_2\text{O}:\text{MgO}$ и $\text{K}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3$ видно, что исходные образования коры представляли собой почти чистые гидромусковитовые глины. О том что они образовались за счет выветривания основных пород, свидетельствуют очень большие значения титанового модуля

ТАБЛИЦА 28

Химический состав (вес. %) пород из догунронской коры выветривания на Гурона

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	S
-------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------	------------------	---

Кора выветривания на гранитах под

1*	76,00	0,09	13,40	0,36	1,22	0,22	0,49	3,30	4,90	Сл.
2	78,10	0,05	11,80	2,60	1,45	0,11	0,18	3,90	2,60	"
3	74,50	0,05	14,70	0,55	2,00	0,46	0,45	2,80	4,10	"
4	78,40	0,06	12,50	0,59	1,22	0,23	0,46	2,50	4,90	0,27
5	76,20	0,04	12,90	0,69	1,19	0,35	0,62	2,20	5,60	Сл.
6	77,20	0,08	13,20	0,18	1,04	0,27	0,19	3,10	4,90	"
7	77,00	0,04	12,90	0,22	0,90	0,19	0,27	3,10	5,00	0,09
8	77,00	0,03	14,80	0,61	0,68	0,19	0,11	0,30	5,00	0,22

Остаточные аргиллиты, перекрывающие

9	45,60	1,70	33,10	0,42	1,35	0,33	0,02	0,72	11,00	Сл.
10	42,50	4,30	28,90	3,10	1,83	1,00	1,40	0,14	9,40	"

Аргиллиты формации

11	57,30	0,56	23,70	1,60	1,30	0,76	0,24	0,28	8,50	0,15
12	56,30	0,93	21,00	1,30	4,50	2,70	0,26	1,20	6,40	0,12
13	60,20	0,71	16,60	1,20	7,33	1,60	2,70	1,40	4,80	0,34
14	58,77	0,81	22,50	Нет	5,60	2,13	0,10	0,28	6,60	—
15	58,62	0,81	18,18	3,76	4,90	2,07	0,52	1,17	6,21	—

Аргиллиты формации Гоуганда

16	55,76	0,75	17,82	2,87	4,96	4,16	1,22	3,15	3,36	—
----	-------	------	-------	------	------	------	------	------	------	---

* 1 — розовый биотит-роговообманковый гранит, 2 — измененный гранит, 3 — сапролит по 8 — кровля коры (обр. 4—8 взяты через 3 м друг от друга). Анализы взяты по данным:

гранитах и сланцах (аргиллитов) из различных стратиграфических горизонтов

С	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	Σ ш. и ш.-з.	$\frac{Σ ш. и ш.-з.}{Al_2O_3}$	$\frac{K_2O}{MgO}$	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$
---	-------	-------------------------	-------------------------	-----------------------	-------------------	----------------------	--------------	--------------------------------	--------------------	------------------------

формацией Матиненда у оз. Кверк-Лейк

0,05	100,03	0,176	0,007	3,389	2,225	0,673	8,91	0,67	—	—
0,08	100,87	0,151	0,004	0,558	1,636	1,500	6,79	0,58	—	—
0,07	99,69	0,197	0,004	3,636	0,978	0,683	7,81	0,53	8,9	0,28
0,06	—	0,159	0,005	2,068	2,000	0,510	8,09	0,64	—	—
0,10	—	0,169	0,003	1,725	1,722	0,393	8,78	0,68	—	—
0,05	—	0,171	0,005	5,777	0,704	0,633	8,46	0,64	—	—
0,07	—	0,168	0,003	4,091	1,421	0,620	8,56	0,65	—	—
0,04	—	0,192	0,004	1,115	0,579	0,060	5,60	0,38	26,3	0,34

метавулканыты, под формацией Матиненда

0,04	—	0,726	0,051	—	—	—	12,04	0,36	33,3	0,33
0,11	—	0,680	0,149	—	—	—	11,94	0,41	5,1	0,33

Мак-Ким и Пекорс

0,06	—	0,414	0,023	—	—	—	9,78	0,41	11,4	0,36
0,29	—	0,373	0,044	—	—	—	10,56	0,50	2,4	0,30
0,59	—	0,276	0,043	—	—	—	10,50	0,63	3,0	0,29
—	—	0,317	0,036	—	—	—	9,11	0,40	3,1	0,29
—	—	0,385	0,044	—	—	—	9,97	0,55	3,0	0,34

(среднее из 9 анализов)

—	—	0,319	0,042	1,728	—	—	11,89	0,67	0,8	0,19
---	---	-------	-------	-------	---	---	-------	------	-----	------

граниту, 4 — розовый биотитовый гранит, 5 — измененный гранит, 6, 7 — кора выветривания, 1—13 — С. М. Роско [217], 14, 15 — П. Дж. Пиенаара [216], 16 — Г. М. Янга [226].

(в одной из проб оно равно 0,149). По особенностям химического состава рассматриваемые «аргиллиты» очень сходны с пачкой мусковитовых сланцев, залегающих на амфиболитах михайловской серии КМА (см. табл. 24 и [36]).

Первично глинистые породы, которые канадские геологи называют обычно аргиллитами, встречаются в различных частях разреза гуронских отложений, но развиты они ограниченно и обычно тонко переслаиваются с алевритами и песчаниками. Аргиллиты известны в формациях Мак-Ким и Пекорс (Нордик и Уиски, по П. Дж. Пиенаару), относящихся соответственно к группам Эллиот-Лейк и Хог-Лейк, и в формации Гоуганда, залегающей в основании группы Кобальт.

По данным П. Дж. Пиенаара [216], аргиллиты двух первых формаций представляют собой темно-серые тонкослоистые или массивные тонкозернистые породы, состоящие из агрегата серицита и хлорита с рассеянными алевритовыми зернами кварца, полевых шпатов и обломками хлорита. В малых количествах присутствуют турмалин, пирит, пирротин, окислы железа. Аргиллиты тонко переслаиваются с алевритами и граувакками, а мощность слоев составляет всего от доли до 5—8 мм. Такое же тонкое переслаивание указанных типов пород наблюдается и в формации Гоуганда. Ф. Дж. Петтиджон и Г. Бастрон [215] отмечают, что в этой формации слои имеют мощность от 1 до 3—4 мм. В ленточных отложениях рассеяны гальки и валуны догуронских пород. Отложения формации Гоуганда большинством исследователей рассматриваются как ледниковые [215, 217, 225—227].

Химический состав аргиллитов из формаций Мак-Ким и Пекорс довольно значительно отличается от состава ленточных аргиллитов Гоуганды (см. табл. 28). Первые сложены химически более зрелым терригенным материалом. В целом они содержат больше глинозема и меньше щелочей и щелочных земель, среди которых резко преобладает калий. По отношениям $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$ эти аргиллиты близки к продуктам из коры выветривания и тоже, вероятно, имели существенно гидромусковитовый состав. Аргиллиты формации Гоуганда сложены слабо выветрелым материалом. Содержание калия в них меньше, чем в рассмотренных аргиллитах, а натрия, кальция и магния содержатся в значительных количествах. В связи с этим отношения суммы щелочей и щелочных земель в них выше, а отношения $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$ значительно ниже, чем в аргиллитах Мак-Ким и Пекорс. По особенностям химического состава ленточные аргиллиты Гоуганды сходны с ленточными глинами Онежского озера (см. табл. 3), что хорошо согласуется с представлениями о ледниковом происхождении формации Гоуганда.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

ГЛАВА 12

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Проведенное изучение конкретных осадочно-метаморфических комплексов, вмещающих первично глинистые или песчано-глинистые формации, показывает, что, несмотря на присутствие в породах высокоглиноземистых метаморфических минералов, далеко не все формации являются высокоглиноземистыми. Метаморфизованные глинистые отложения песчово-тундровой серии (пачки Д—Ж) Кольского полуострова, ладожской серии Северного Приладожья, мойнской серии Шотландии, патомской серии Байкальской горной области, харитоновской серии Таймыра содержат в соответствующих зонах метаморфизма дистен, гранат, ставролит, силлиманит, иногда андалузит и кордиерит. Тем не менее породы этих серий отличаются достаточно низким средним содержанием глинозема, характерным для обычных и наиболее распространенных глин полимиктового состава. Породы с содержанием глинозема более 25% встречаются среди них весьма редко. Глинистые и песчано-глинистые формации, участвующие в сложении указанных серий, к высокоглиноземистым отнести нельзя.

Некоторые глинистые и песчано-глинистые формации непосредственно или через подстилающие их пачки обломочных пород связаны с древними корами химического выветривания, однако также отличаются низким средним содержанием глинозема и высоким содержанием щелочей и щелочных земель. К ним относятся отложения ятулия Центральной Карелии и курской серии КМА. Высокоглиноземистые породы среди осадочно-метаморфических образований этих серий отсутствуют или весьма редки. Характерно, что в этих породах содержание глинозема достигает в отдельных случаях 28—30%, но одновременно наблюдается резкое увеличение количества калия (до 8—10%). Такие первоначально гидрослюдистые глинистые породы встречаются иногда в нижней части ятулия Центральной Карелии и в нижней курской свите КМА. В последнем

районе ими сложена также пачка мусковитовых сланцев, залегающих на метабазитах михайловской серии. Отсутствие или незначительное развитие высокоглиноземистых пород среди отложений рассматриваемых формаций обусловлено недостаточно интенсивными процессами древнего выветривания, не приводившими к глубокой химической дифференциации исходного осадочного материала и к высвобождению глинозема из алюмосиликатных пород.

С другой стороны, среди метаморфизованных глинистых и песчано-глинистых толщ докембрия присутствуют и действительно высокоглиноземистые формации с высоким и весьма высоким содержанием глинозема. Наконец, ряд формаций по содержанию глинозема и других порообразующих окислов занимает как бы промежуточное положение между высокоглиноземистыми и обычными глинистыми и песчано-глинистыми формациями. Особенности химического состава высокоглиноземистых и близких к ним формаций позволяют выделить среди них несколько групп (табл. 29 и рис. 56).

К первой группе относятся высокоглиноземистые формации, участвующие в сложении пурпольской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья, анайской свиты Западного Прибайкалья, кейвской серии Кольского полуострова и тетерево-бугской серии Среднего Побужья. Глинистые породы белокоровичской свиты овручской серии Украины, хотя и не образуют самостоятельной формации, по составу также относятся к первой группе. Формации этой группы характеризуются, как правило, высоким и очень высоким (выше 25, а нередко и 30%) содержанием глинозема в большинстве слагающих их глинистых пород и незначительным содержанием (не более 3—5%) щелочей и щелочных земель, главная роль среди которых принадлежит обычно калию. Отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему колеблется в пределах 0,10—0,19. Кремневый модуль, как правило, высокий и имеет значения от 0,418 до 0,556, а у пурпольских сланцев даже 0,708. Правда, кремневый модуль не всегда показателен, так как в случае значительной примеси в исходных глинах обломочного (песчано-алевритового) кварцевого материала, что наблюдается, например, в глинистых породах овручской серии, значение его уменьшается. Для пород рассматриваемой группы характерны очень низкие значения отношений $K_2O:Al_2O_3$ и, наоборот, высокие значения отношений $K_2O:MgO$, что свидетельствует, во-первых, о существенно каолинитовом составе исходных глинистых отложений, а во-вторых, о преимущественно гидромусковитовом составе гидрослюд, присутствовавших в породах в качестве второстепенной примеси.

На треугольной диаграмме SAK точки, отвечающие среднему составу глинистых пород рассматриваемой группы формаций, тяготеют к эталонному полю каолинитовых глин и минералов и

образуют четко обособленную группу в виде узкой полосы, ограниченной линией 5%-ного содержания щелочей и щелочных земель (см. рис. 56). Не менее четко рассматриваемая группа формаций обособляется и на диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$, на которой все точки среднего состава также располагаются в поле каолининовых глин (рис. 57).

Ко второй группе формаций можно отнести первично глинистые толщи джалагунской свиты Патомского нагорья, зигальгинской и таганайской свит Южного Урала, криворожской серии Украины и системы Витватерсранд Южной Африки. Сюда же, по-видимому, должны относиться и глинистые формации тунгусикской и ослянской серий Енисейского кряжа, хотя часть сланцев нижнеангарской свиты по составу ближе к породам первой группы. Глинистые породы второй группы формаций отличаются более низким средним содержанием глинозема, хотя в сланцах системы Витватерсранд оно достигает почти 26%, и умеренным содержанием щелочей и щелочных земель — до 6,5—7,5%. Кремневый модуль в этих породах также достаточно высок, хотя и ниже, чем в сланцах первой группы, а отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему колеблется в пределах 0,23—0,37, т. е. уже значительно выше, чем в первой группе. Среди щелочей и щелочных земель наряду с калием в рассматриваемых породах заметную роль играет уже и магний, в связи с чем отношения $K_2O:MgO$ имеют более низкие значения, чем в породах первой группы. Значения отношений $K_2O:Al_2O_3$ выше, чем в каолининовых глинах, но все же несколько ниже, чем в гидрослюдистых.

На диаграмме SAK точки среднего состава глинистых пород второй группы формаций занимают промежуточное положение между эталонными полями каолининовых и гидрослюдистых глин и минералов (см. рис. 56). Такое же, хотя и менее четкое положение занимают точки среднего состава и на диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ (см. рис. 57). В региональных очерках указывалось, что первично глинистые отложения рассматриваемой группы формаций наряду с каолининовыми были представлены и глинами смешанного состава — гидрослюдисто-каолининовыми и каолинит-гидрослюдистыми, возможно с некоторой примесью минералов монтмориллонитовой группы (в сланцах криворожской серии и системы Витватерсранд). На диаграмме $Al_2O_3-K_2O-MgO$ в группу рассматриваемых формаций попадают и сланцы пачки Д песцово-гундровой серии Кольского полуострова, хотя на диаграмме SAK точка среднего их состава располагается в нижней части поля невысокоглиноземистых формаций. Аналитических данных по химическому составу пород пачки Д мало, всего 5 полных силикатных анализов. Возможно, эти сланцы следует относить ко второй группе, несмотря на невысокое относительное содержание глинозема (17,73%), которое обусловлено большим количеством кремнезема в породах

Средний химический состав (вес. %) первично глинистых пород различных

№ п/п	Свиты и серия, вмещающие первично глинистые породы и формации	Количество анализов	Средний химический состав (вес. %)						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Группа высокоглиноземистых формаций с низ									
1	Пурпольская свита тепоггинской серии	77	45,97	1,1	32,56	4,17	7,44	0,08	0,75
2	Кейвская серия (пачки А-Г) в том числе сланцы пачки А	25	57,95	1,28	29,85	2,24	2,33	0,01	0,36
		15	63,35	1,26	28,40	1,30	0,63	0,01	0,19
3	Анайская свита в том числе сланцы бассейна р. Нугана	125	57,77	0,93	24,03	2,69	8,06	—	1,06
		39	54,10	0,90	27,60	3,80	8,50	—	1,21
4	Тетерево-бугская серия	43	53,91	0,75	29,97	2,58	4,55	0,19	1,55
5	Белокоровичская свита овручской серии	15	63,29	0,83	23,58	4,43	0,56	0,03	0,39
Группа формаций с повышенным содержанием глинозема									
6	Зигальгинская (таганайская) свита	6	60,61	0,96	21,20	8,67	—	0,05	1,25
7	Система Витватерсранд	17	58,35	0,82	25,87	4,90	—	—	2,86
8	Джалагунская свита	16	56,13	1,20	22,88	1,77	6,56	0,11	1,49
Группа высокоглиноземистых формаций с высо									
9	Криворожская серия (нижняя и средняя свиты)	46	54,72	0,57	20,19	4,22	9,65	0,10	2,64
10	Дальредская серия	29	51,35	1,33	24,83	3,97	5,64	0,14	2,34
11	Сланцы района Коннемара	17	46,62	1,32	25,33	2,33	8,93	0,15	2,98
Невысокоглинозе									
12	Песцово-тундровая серия (пачка Д)	5	68,16	0,98	17,73	3,05	1,78	0,06	0,84
13	Баллаганакская подсерия патомской серии	22	58,14	1,04	21,41	2,26	3,88	0,08	2,14
14	Воскресенская свита Таймыра	26	51,73	1,11	21,89	1,43	8,51	0,13	4,75
15	Ладожская серия	27	60,31	0,98	17,17	1,37	7,25	0,09	3,86
16	Бодайбинская подсерия патомской серии	6	60,66	1,02	16,20	2,33	5,44	0,13	2,77
17	Ятулий Центральной Карелии	46	59,82	0,91	17,57	5,55	0,53	0,05	3,01
18	Курская серия (нижняя и средняя свиты)		48,82	0,62	17,07	2,33	6,05	0,05	3,07
19	Мойнская серия	55	60,13	1,03	18,57	1,28	5,85	0,12	2,20
20	Формация Гоуганда	9	55,76	0,75	17,82	2,87	4,96	Нет	4,16

Типов глинистых и песчано-глинистых формаций докембрия

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	Al ₂ O ₃ SiO ₂	TiO ₂ Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	Σ щ. и щ.-з.	Σ щ.-и щ.-з. Al ₂ O ₃	K ₂ O MgO	K ₂ O Al ₂ O ₃
хим содержанием щелочей и щелочных земель													
0,46	0,35	1,98	—	0,24	5,21	100,31	0,708	0,036	1,784	3,54	0,11	2,6	0,06
0,80	0,92	1,83	0,13	0,19	2,28	100,17	0,515	0,043	1,040	3,91	0,13	5,1	0,06
0,44	0,97	1,34	0,16	0,13	1,75	99,93	0,448	0,044	0,485	2,94	0,10	7,0	0,05
0,67	0,40	2,13	—	—	—	—	0,418	0,039	3,000	4,23	0,18	2,0	0,09
0,36	0,41	1,97	—	—	—	—	0,500	0,032	2,237	3,95	0,14	1,6	0,07
1,28	0,79	1,92	0,08	0,40	2,82	100,79	0,556	0,025	1,764	5,54	0,19	1,2	0,06
0,43	0,23	2,08	0,10	—	4,25	100,20	0,373	0,035	0,123	3,13	0,13	5,3	0,09
и умеренным содержанием щелочей и щелочных земель													
0,44	0,49	2,68	0,15	0,24	2,61	99,35	0,349	0,045	—	4,86	0,23	2,1	0,13
0,13	0,35	3,17	—	—	4,35	100,80	0,443	0,032	—	6,51	0,25	1,1	0,12
0,40	0,65	4,04	—	0,09	4,33	99,65	0,408	0,052	3,706	6,58	0,29	2,7	0,18
хим содержанием щелочей и щелочных земель													
0,42	1,15	3,20	0,07	0,15	4,45	101,53	0,369	0,028	2,287	7,41	0,37	1,2	0,16
1,04	1,91	4,05	0,20	0,18	3,00	99,98	0,483	0,053	1,421	9,34	0,38	1,7	0,16
0,94	1,24	4,60	0,17	—	4,05	98,66	0,565	0,050	3,833	9,71	0,37	1,6	0,18
мистые формации													
1,10	2,37	2,55	0,05	0,21	1,24	100,12	0,260	0,055	0,584	6,86	0,39	3,0	0,15
0,72	1,68	4,18	0,12	—	4,22	99,87	0,368	0,048	1,716	8,80	0,41	1,9	0,19
1,20	1,93	3,60	0,13	—	3,91	100,32	0,426	0,051	5,950	11,50	0,53	0,7	0,17
1,57	1,75	3,28	0,09	0,14	2,62	100,48	0,285	0,057	5,292	10,46	0,60	0,8	0,19
2,12	1,52	2,60	—	0,13	5,56	100,48	0,290	0,063	2,330	9,01	0,55	0,9	0,16
1,42	0,22	6,55	—	0,15	4,01	99,79	0,294	0,052	0,095	11,20	0,64	2,2	0,37
1,02	0,78	4,54	0,09	0,29	1,96	86,69	0,290	0,036	0,386	9,41	0,55	1,5	0,27
2,08	2,60	4,03	0,19	0,13	1,90	100,11	0,306	0,055	4,570	10,91	0,59	1,8	0,22
1,22	3,15	3,36	0,23	—	3,19	97,47	0,319	0,042	1,728	11,89	0,67	0,8	0,19

(68,16%). Первоначально это были, по-видимому, сильно песчаные глины, причем глинистая часть их представлена довольно зрелым химически материалом. Об этом можно судить по отношениям суммы щелочей и щелочных земель к глинозему, $K_2O : MgO$ и $K_2O : Al_2O_3$. Второе из этих отношений показывает,

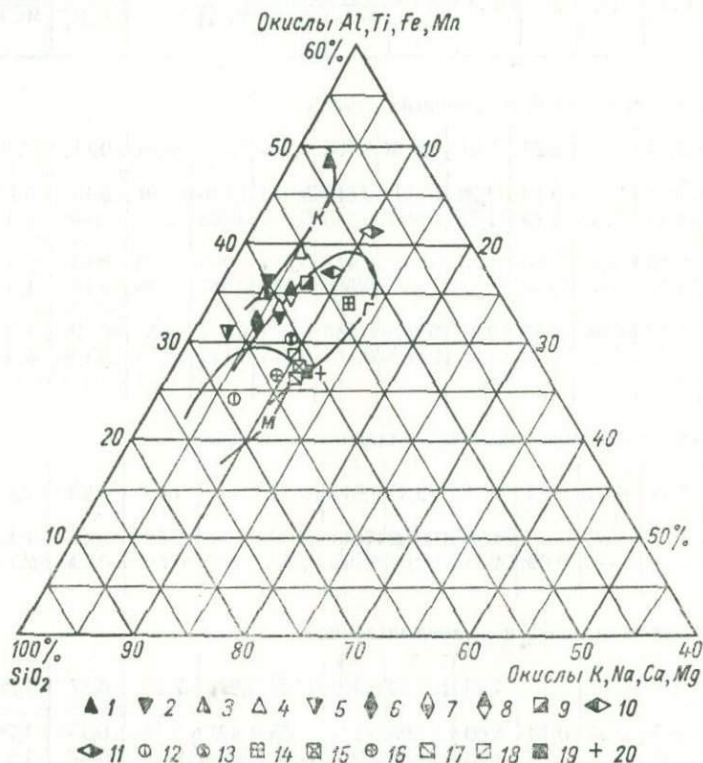


Рис. 56. Диаграмма SAK средних химических составов первично глинистых пород различных типов глинистых и песчано-глинистых формаций докембрия.

1 — теиторгинская серия (пурпольская свита); 2 — кейвская серия (пачки А—Г); 3 — анайская свита; 4 — тетерево-бугская серия; 5 — овручская серия (белокоровичская свита); 6 — зигальгинская (таганайская) свита; 7 — система Витватерсранд; 8 — джалагунская свита; 9 — криворожская серия (нижняя и средняя свиты); 10 — дальредская серия; 11 — сланцы Коннемара; 12 — песчово-тундровская серия (пачка Д); 13 — баллаганакская подсерия патомской серии; 14 — воскресенская свита Таймыра; 15 — ладожская серия; 16 — бодайбинская подсерия патомской серии; 17 — ятулий Центральной Карелии; 18 — курская серия (нижняя и средняя свиты); 19 — мойнская серия; 20 — формация Гоуганда.

что в исходных глинах преобладали гидрослюды гидромусковитового ряда, а сравнительно невысокое (0,15) среднее значение отношения $K_2O : Al_2O_3$ указывает, что в исходных отложениях мог присутствовать и каолинит.

К третьей группе формаций относятся высокоглиноземистые первично глинистые отложения района Коннемара в Ирландии и дальредской серии Шотландии. Породы этой группы отли-

чаются высоким средним содержанием глинозема (25—26%), но одновременно и высоким содержанием суммы щелочей и щелочных земель (9,3—9,7%). Содержание кремнезема в них ниже, чем во второй группе, а кремневый модуль близок к его значению в глинистых отложениях первой группы формаций (0,483—0,565). Однако отношение суммы щелочей и щелочных земель

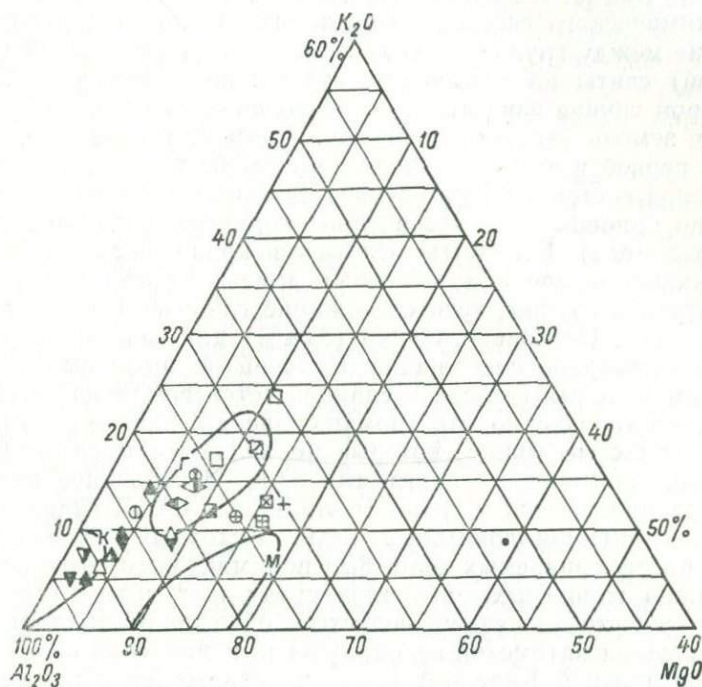


Рис. 57. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—MgO}$ средних химических составов первично глинистых пород различных типов глинистых и песчано-глинистых формаций докембрия.

Условные обозначения см. на рис. 56.

к глинозему составляет 0,37—0,38. Среди щелочей и щелочных земель резко преобладают калий и магний, но в заметных количествах присутствуют уже и натрий с кальцием.

На диаграмме САК точки среднего состава глинистых отложений третьей группы формаций располагаются вблизи или выше точек эталонного состава гидрослюд и фракций $< 0,001\text{ мм}$ гидрослюдистых глин (см. рис. 56). По количеству малоподвижных окислов группы алюминия и железа эти породы находятся на уровне или даже выше природных каолинитовых глин. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—K}_2\text{O—MgO}$ точки среднего состава рассматриваемых формаций располагаются в нижней части поля гидрослюдистых глин, обращенной к полю глин каолинитового со-

става. В гл. II было показано, что формации третьей группы представлены достаточно чистыми от обломочной примеси глинами смешанного состава — гидрослюдисто-каолинитового и каолинит-гидрослюдистого.

Четкая грань между высокоглиноземистыми и близкими к ним формациями охарактеризованных выше трех групп заметна не всегда. Некоторые формации по отдельным особенностям химического состава пород занимают промежуточное положение между группами. Так, отложения зигальгинской (таганайской) свиты по невысокому содержанию глинозема ближе ко второй группе формаций, но по содержанию щелочей и щелочных земель тяготеют к первой. Промежуточное положение между первой и второй группами занимают также и глинистые отложения системы Витватерсранд (высокое содержание глинозема, но одновременно повышенное количество щелочей и щелочных земель). Глинистые отложения криворожской серии по содержанию щелочей и щелочных земель тяготеют к формациям третьей группы, хотя содержание глинозема в них значительно ниже. Несколько велико (5,54%) для формаций первой группы суммарное содержание щелочей и щелочных земель в силлиманитовых гнейсах и сланцах тетерево-бугской серии.

Весьма характерно, что упоминавшиеся в начале главы первично глинистые толщи, которые не являются высокоглиноземистыми, занимают на диаграмме SAK обособленное положение и располагаются у границы эталонных полей гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. Исходный минеральный состав рассматриваемых толщ был полимиктовым, хотя по преобладанию глинистых минералов среди них можно выделить группу существенно гидрослюдистых отложений (баллаганаская подсерия патомской серии, курская и мойнская серии, ятулий Центральной Карелии) и группу отложений с преобладанием монтмориллонита (ладожская серия, воскресенская свита харитоновской серии, бодайбинская подсерия патомской серии). Глинистые породы формации Гоуганда также близки к этой группе, но, вероятно, из-за примеси магниезальных хлоритов, хотя, возможно, в составе этих отложений существенную роль играл и монтмориллонит.

Выделенные выше три группы высокоглиноземистых и близких к ним формаций различаются не только особенностями химического состава пород, но и другими литолого-фациальными признаками, а также ассоциацией с другими формациями и положением в разрезе докембрийских осадочно-метаморфических толщ того или иного региона. Применительно к каждой конкретной формации все эти особенности были рассмотрены в региональных очерках. Здесь мы лишь сжато суммируем их.

Высокоглиноземистые формации первой группы представлены довольно мощными и однородными толщами, в сложении которых главную роль играли каолинитовые или существенно као-

линитовые глины при подчиненном значении других минеральных разновидностей. Мощность глинистых толщ достигает многих десятков и даже сотен метров (пурпольская свита, кейвская серия). В разрезе рассматриваемые формации тесно ассоциируют с чисто или существенно кварцевыми обломочными формациями и залегают вместе с ними в основании крупных осадочных циклов. В различном количестве обломочные кварцевые породы могут присутствовать и внутри высокоглиноземистых формаций. Терригенные породы другого состава здесь, как правило, отсутствуют или развиты крайне ограниченно в основании и кровле подстилающих и перекрывающих обломочно-кварцевых формаций. Отсутствуют в разрезе также карбонатные породы и формации.

Для высокоглиноземистых формаций группы при общей формационной устойчивости характерны резкая фациальная пестрота осадков, линзовидное залегание и быстрое выклинивание по простиранию отложений разного гранулометрического состава и окраски, нередко плохая сортировка терригенного материала, наличие трещин усыхания, знаков ряби в песчаниках и т. д. Такая же фациальная пестрота отложений характерна и для подстилающих и перекрывающих обломочно-кварцевых формаций. В обломочных породах, особенно в подстилающих, широко развиты косая слоистость потокового и бассейнового типа, следы течения и знаки ряби разнообразной формы и величины, трещины усыхания в прослоях алевроитово-глинистых пород.

Для всех формаций первой группы намечается прямая связь с древними корами глубокого химического выветривания. Остатки этих кор наблюдаются или непосредственно под самими высокоглиноземистыми формациями (кейвская серия, пачка А), или чаще под подстилающими их обломочно-кварцевыми формациями (тепторгинская серия). На подстилающих породах указанные формации залегают, как правило, с крупным перерывом и угловым несогласием.

Высокоглиноземистые и близкие к ним формации второй и третьей выделенных нами групп по ряду признаков сходны друг с другом, но значительно отличаются от формаций первой группы. В их сложении наряду с каолинитовыми глинами существенную роль играли и глинистые отложения смешанного состава, химически менее зрелые. В разрезе первично глинистые формации рассматриваемых групп ассоциируют не только с обломочно-кварцевыми, но и с карбонатными формациями. Внутри глинистых формаций также могут присутствовать горизонты и пачки карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Нередко в той или иной мере карбонатными являются и сами глинистые отложения. Однако в указанной ассоциации формаций характерно более широкое развитие карбонатных пород доломитового ряда, а также присутствие залежей сидерита и магнезита (тун-

гусикская серия Енисейского кряжа, юрматинская серия Южного Урала, джалагунская свита).

Непосредственной связи высокоглиноземистых формаций второй и третьей групп с древними корами химического выветривания не наблюдается. Она устанавливается только из анализа особенностей химического состава пород. В разрезе отдельных осадочно-метаморфических комплексов рассматриваемые формации не обязательно приурочены только к нижней части, но распространены по всему разрезу комплексов, встречаются они и среди верхних горизонтов (верхнепротерозойские отложения Енисейского кряжа, джалагунская свита Патомского нагорья, система Витватерсранд и др.).

Фациальный облик первично глинистых и сопутствующих им обломочных формаций также отличается от фациальных особенностей пород первой группы. Следы течений, косая слоистость потокового типа в обломочных породах и трещины усыхания в алевритово-глинистых отложениях отмечаются значительно реже или отсутствуют. Сортировка и окатанность обломочного материала, как правило, лучше, чем в породах первой группы. Менее характерна и мелколинзовидная форма залегания пластов. Все эти особенности связаны с другими условиями образования формаций второй и третьей групп.

Условия залегания невысокоглиноземистых глинистых и песчано-глинистых формаций и сочетание их с формациями другого состава, как было показано в ч. II работы, могут быть самыми разнообразными. В разрезах вмещающих эти формации осадочно-метаморфических комплексов широко развиты обломочные (в том числе и грубообломочные) отложения полимиктового состава, а среди карбонатных отложений широко распространены породы известнякового ряда, которые чаще всего преобладают над доломитовыми.

ГЛАВА 13

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ КОМПЛЕКСАМИ (ДРЕВНИЕ КОРЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ)

В предыдущей главе отмечалось, что высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые формации первой группы залегают на подстилающих магматических и осадочно-метаморфических комплексах несогласно, с крупным перерывом в осадконакоплении. На этих комплексах во всех районах, которые изучены достаточно детально, установлены метаморфизованные остатки древних кор химического выветривания. Элювиальные продукты древнего выветривания устанавливаются и под формациями двух других групп (зигальгинская и таганайская свиты Южного Урала, система Витватерсранд, криворожская серия), а также

под сериями терригенных отложений, среди которых высокоглиноземистые породы отсутствуют или весьма редки (курская серия, ятулий Карелии, Гурон Канады). От последующего размыва в большинстве случаев (по крайней мере изученных и описанных в литературе) сохранились лишь нижние части древних докембрийских кор, отвечающие зонам дезинтеграции материнских пород и монтмориллонит-гидроslюдистой. Поэтому оценить глубину и характер химических преобразований в материнских породах только по элювиальным продуктам в большинстве случаев нельзя. Для этого необходимо изучить и продукты перемыва, и переотложения рассматриваемых кор. Только в этом случае можно выявить существование зрелых кор глубокого химического выветривания и отграничить их от кор менее зрелых. Вопрос этот уже рассматривался при описании конкретных кор выветривания отдельных районов.

В данной главе рассмотрены некоторые общие особенности докембрийских кор химического выветривания, важные для их диагностики, а следовательно, и для установления истинных взаимоотношений отдельных серий терригенных пород, в особенности высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций, с подстилающими их образованиями.

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, их первичные структурно-текстурные особенности и исходный минеральный состав в значительной мере или полностью изменены, поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста. В особенности это относится к корам химического выветривания, в которых нет контрастных грубообломочных элювиально-делювиальных образований, а степень химического изменения материнских пород ослабевает вниз по разрезу весьма постепенно. К тому же и эти изменения проявлены умеренно или незначительно, поскольку в докембрийских корах от размыва сохранились лишь нижние их горизонты. И, наконец, следует иметь в виду, что докембрийские коры выветривания залегают чаще всего не горизонтальным или слабо нарушенным плащом, а сложно дислоцированы вместе с подстилающими и перекрывающими образованиями.

В молодых, неметаморфизованных корах первичные текстуры и структуры материнских пород нередко сохраняются почти полностью вплоть до зоны латеритного выветривания (так называемые структурные латериты и бокситы). В докембрийских же корах в связи с последующим уплотнением, тектоническими дислокациями и метаморфизмом эти признаки видны лишь в зоне очень слабого выветривания. Вверх по профилю, по мере увеличения количества глинистого материала в выветривавшихся породах, а следовательно, и их пластичности, все сильнее проявлены процессы вторичного расщелачивания, поэтому верхние горизонты докембрийских кор по структурно-текстурным

особенностям резко отличны от менее измененных материнских пород и, на первый взгляд, не имеют с ними никакой связи. Обычно это отчетливо сланцеватые породы, как бы зажатые между массивными, например, гранитами, с одной стороны, и кварцевыми песчаниками или кварцитами — с другой. По этой причине верхние горизонты кор могут быть даже ошибочно приняты за наложенные, метасоматические образования, приуроченные к зонам линейных тектонических нарушений.

В связи с имевшим место химическим изменением материнских пород и последующим метаморфизмом в докембрийских корах вверх по профилю петрографический состав пород закономерно изменяется. Смена минеральных ассоциаций вверх по профилю определяется степенью метаморфизма окружающих пород. Однако в целом в докембрийских корах независимо от степени метаморфизма эта смена однотипна: вверх по профилю происходит постепенное исчезновение кальций- и натрий-, а затем магнийсодержащих минералов с одновременным увеличением количества кварца и минералов, содержащих калий. Так, например, в нижней части слабо метаморфизованных кор выветривания на гранитах Патомского нагорья, Карелии, Канады и других районов наблюдается хлоритизация биотита и серицитизация полевых шпатов, затрагивающая в первую очередь плагиоклазы, а затем и калиевые полевые шпаты. Выше количество хлорита уменьшается, а интенсивность серицитизации возрастает до полного превращения материнских гранитов в рассланцованные породы кварц-серицитового состава.

В более глубоко метаморфизованных корах выветривания на основных породах кувашской свиты Южного Урала и докровоужских метабазитах Украины можно видеть, как амфибол и плагиоклаз сменяются биотитом, а затем мусковитом и кварцем. Очевидно, что такая смена метаморфических минералов, принадлежащих в пределах отдельного профиля к одной фации метаморфизма, обусловлена первичными особенностями состава пород из соответствующих зон коры. Изучение особенностей петрографического состава, выяснение степени метаморфизма как самих кор, так и подстилающих и перекрывающих их пород имеет чрезвычайно важное значение для разграничения древних площадных кор выветривания, метаморфизованных в той же фации, что и перекрывающие их осадочные образования, и более молодых, особенно линейных кор, проходящих обычно по контакту двух разнородных толщ и создающих видимость древней площадной коры.

Химический состав пород в докембрийских корах выветривания вверх по профилю также изменяется вполне закономерно и однотипно, независимо от того, были ли материнские породы кислыми или основными. Более того, изучение этих кор, развитых в самых различных районах на породах разного состава и возраста, приводит к заключению, что процессы древнего

выветривания, по крайней мере начиная с раннепротерозойского времени, имели много общего с процессами химического выветривания в фанерозое и выражались в сходных результатах. Вверх по профилю докембрийских кор, как правило, наблюдаются отчетливое уменьшение относительного содержания кремнезема и увеличение содержания глинозема, в связи с чем значение кремневого модуля вверх по профилю неуклонно возрастает (рис. 58). Эта тенденция может в некоторых случаях нарушаться лишь неоднородностью состава исходных материнских пород (докейвская кора на гнейсах лебяжинской серии Кольского полуострова) или вторичным окварцеванием (доятулийские коры Карелии). Очень ярко в древних корях выражен интенсивный и преимущественный по сравнению с магнезией и калием вынос кальция и натрия. В связи с этим значение отношений кальция к магнезии и натрия к калию вверх по профилю резко падает. Для первого из этих отношений на отдельных горизонтах профиля иногда наблюдаются отклонения, связанные со вторичной карбонатизацией коры (рис. 59). Для второго такие нарушения наблюдаются реже и связаны, по-видимому, с неоднородностью состава материнских пород (рис. 60).

Относительное содержание магнезии и в особенности калия вверх по профилю падает не всегда. Чаще в указанном направлении наблюдается увеличение относительного количества калия, а иногда и магнезии. В этой особенности состава пород из докембрийских кор выветривания многие исследователи склонны видеть влияние метасоматических процессов при последующем метаморфизме докембрийских осадочных толщ. Причем отрицается иногда даже само существование докембрийских кор. Второй причиной возникающих недоразумений является неправомерное, а точнее неправильное, сравнение докембрийских кор с молодыми зрелыми корами латеритного профиля на основных породах. Из верхней части этих кор вынесен не только натрий и кальций, но также магнезий и калий. Характерно, однако, что в самой нижней части профиля указанных кор, как и в сохранившихся остатках докембрийских, наблюдается преимущественный вынос натрия и кальция, а относительное содержание магнезии и калия нередко не уменьшается, а увеличивается [109]. На гранитах же и в молодых корях выветривания содержание окиси калия даже в зоне щелочных каолинов может достигать 4,5—6,2% [103]. Интересно отметить, что, несмотря на относительное увеличение содержания калия и магнезии вверх по профилям докембрийских кор, отношение суммы щелочей и щелочных земель к глинозему в этом направлении неизбежно падает, свидетельствуя о все большей выветрелости исходного материала (рис. 61).

И, наконец, еще одной характерной и весьма важной особенностью докембрийских кор химического выветривания является уменьшение вверх по профилю значений отношения $FeO : Fe_2O_3$

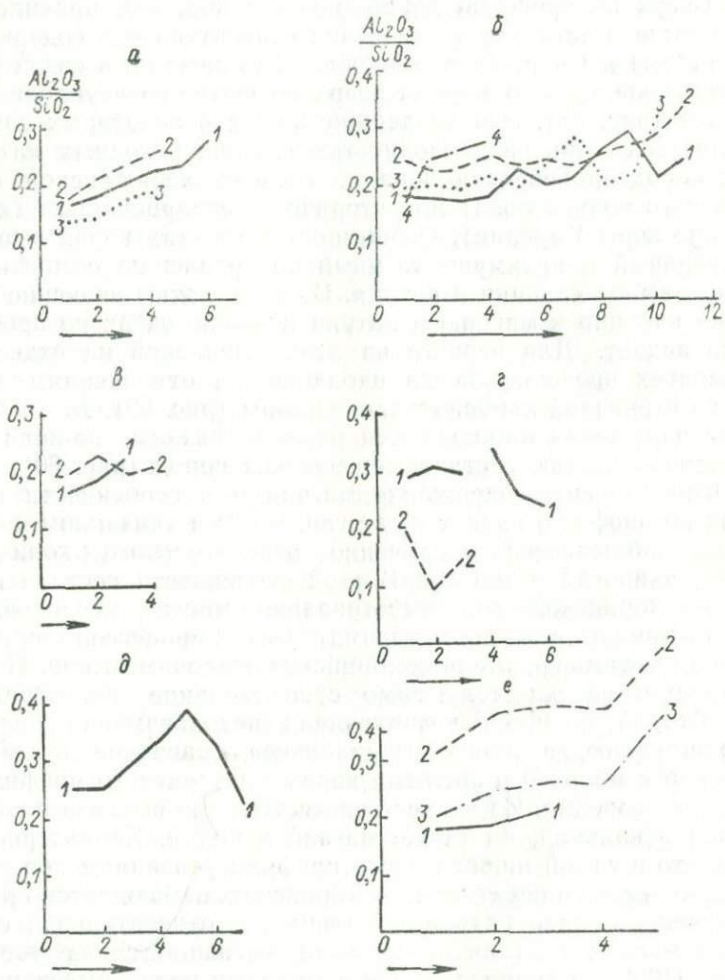


Рис. 58. Характер изменения кремневого модуля в докембрийских корах химического выветривания.

Коры выветривания: а — допурпольская (Патомское нагорье), б — доятулийская (Центральная Карелия), в — докурская (КМА), г — докейвская (Кольский полуостров), д — догаганайская (хр. Уралтау), е — докирворожская (Украина). Цифры у ломаных линий — номера опробованных профилей, у оси абсцисс — номера проб, отобранных вверх по профилям от неизмененных материнских пород до верхней части коры выветривания. Стрелка вправо — увеличение степени выветривания.

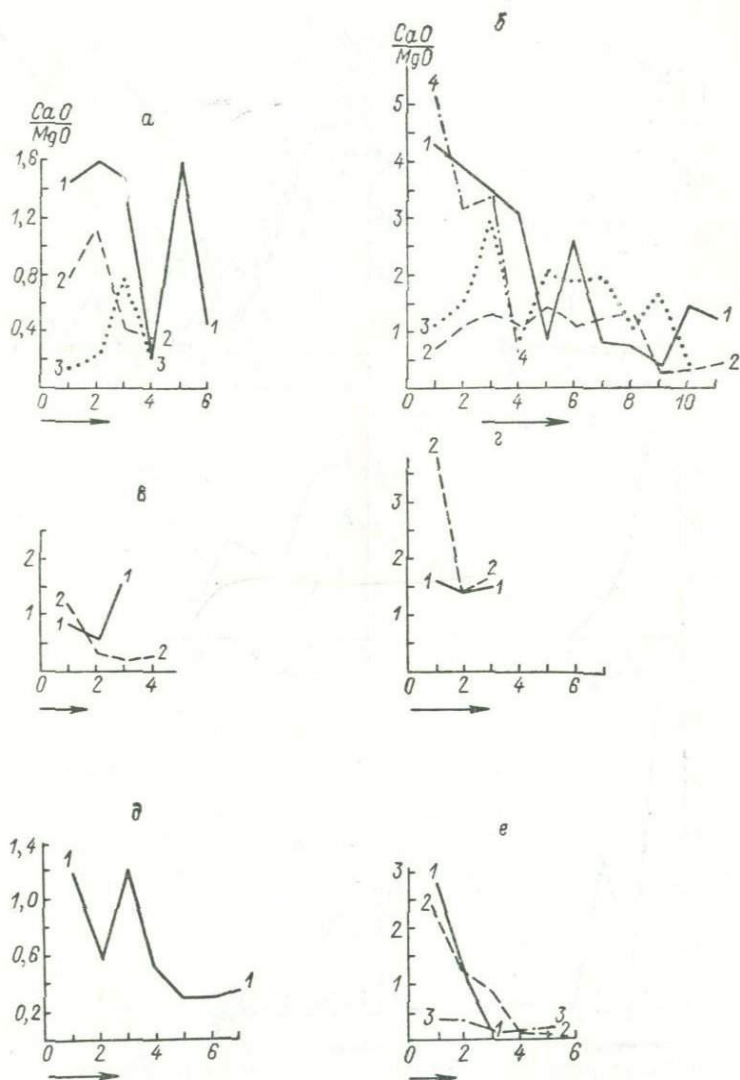


Рис. 59. Характер изменения отношений $\text{CaO} : \text{MgO}$ в докембрийских корках химического выветривания.

Условные обозначения см. на рис. 58.

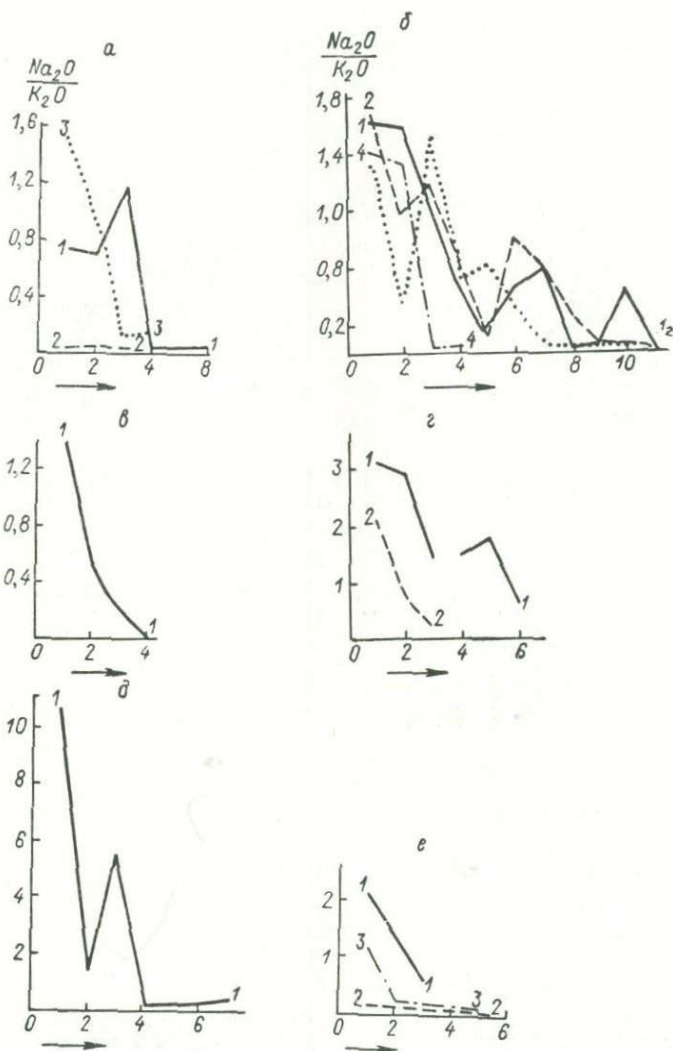


Рис. 60. Характер изменения отношений $Na_2O : K_2O$ в докембрийских породах химического выветривания.

Условные обозначения см. на рис. 58.

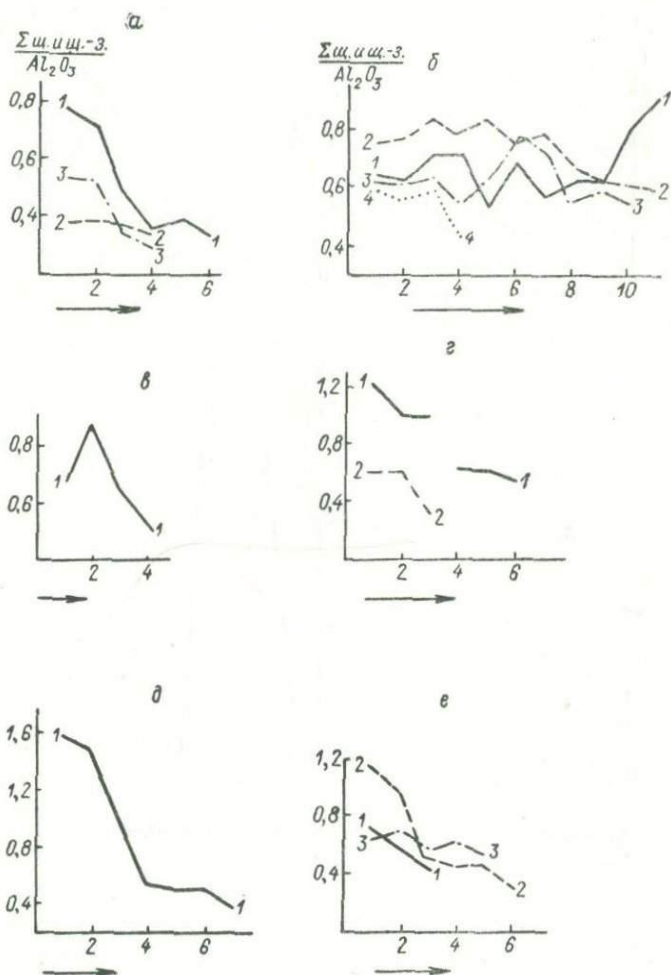


Рис. 61. Характер изменений отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему в докембрийских корах химического выветривания.

Условные обозначения см. на рис. 58.

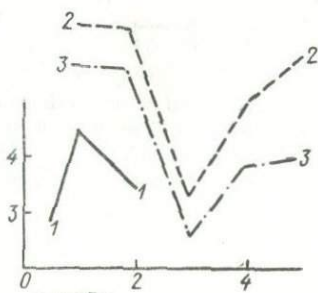
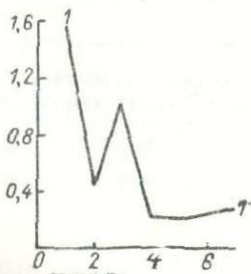
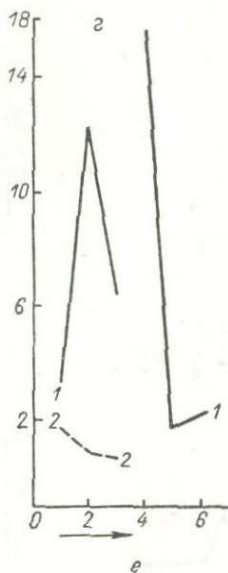
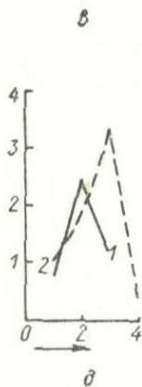
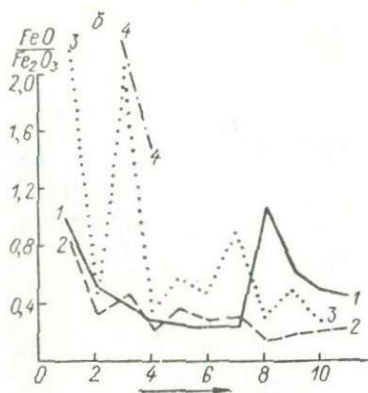
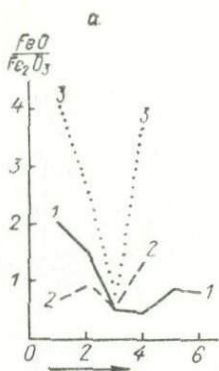


Рис. 62. Характер изменения отношений $FeO : Fe_2O_3$ в докембрийских корках химического выветривания. Условные обозначения см. на рис. 58.

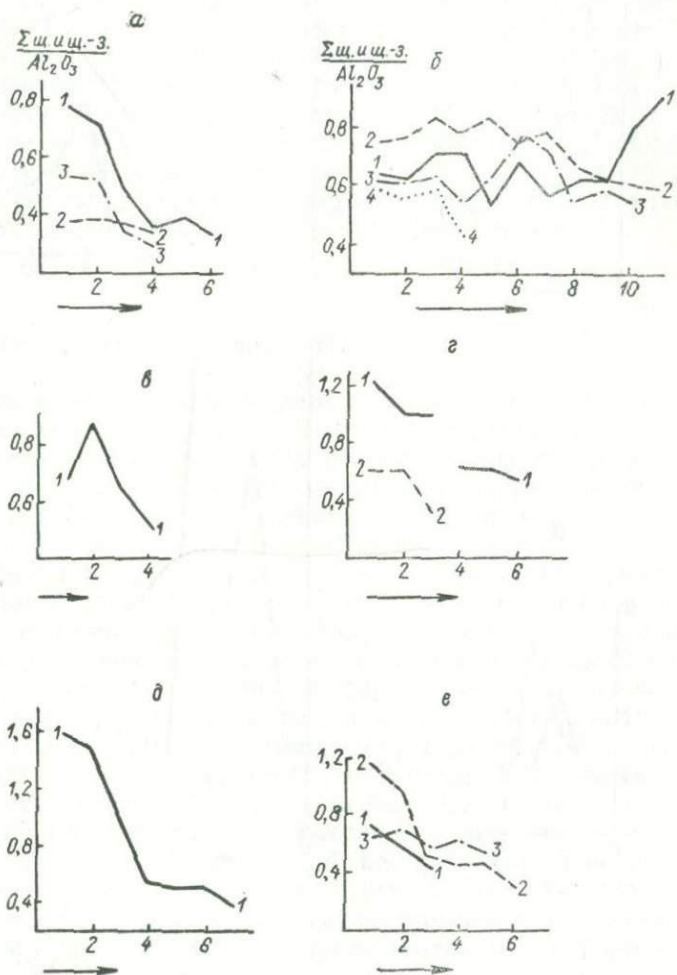


Рис. 61. Характер изменений отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему в докембрийских корах химического выветривания.

Условные обозначения см. на рис. 58.

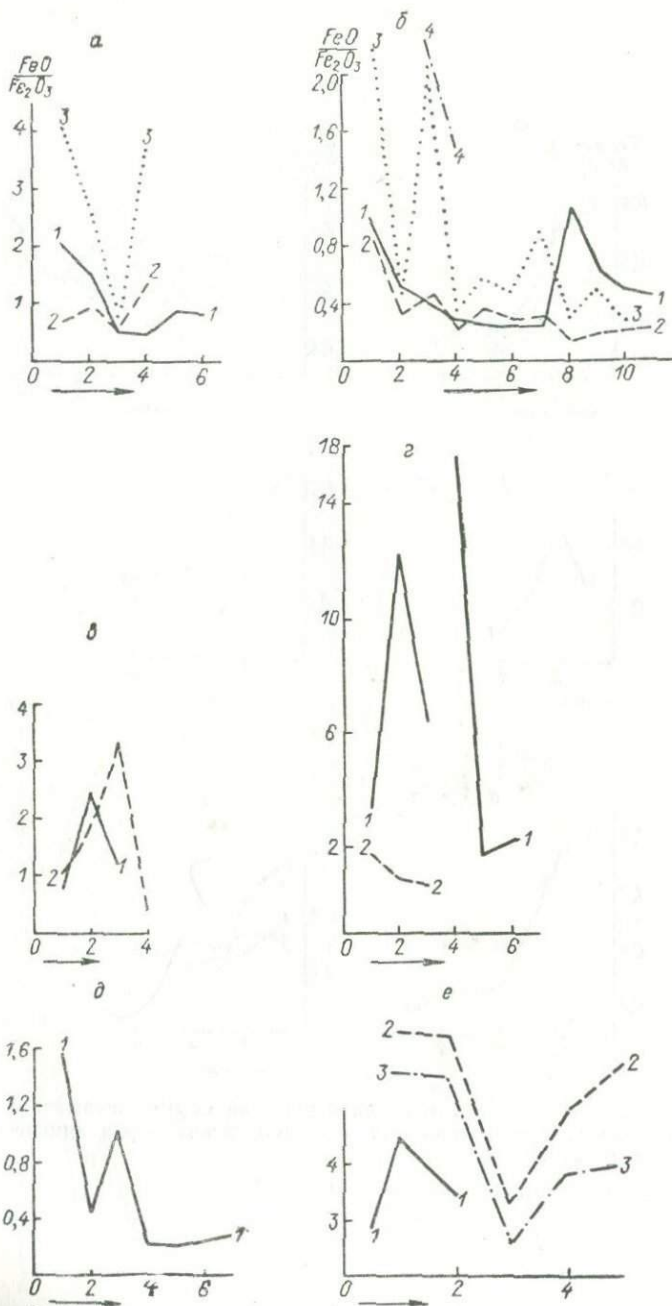


Рис. 62. Характер изменения отношений $FeO : Fe_2O_3$ в докембрийских корах химического выветривания. Условные обозначения см. на рис. 58.

(рис. 62). В самой верхней части некоторых профилей может наблюдаться вторичное увеличение закисных форм железа в породах, которое связано с тем, что верхняя часть профилей попала в восстановительную зону, возникшую при древнем диагенезе лежащих на коре осадочных отложений, как это установлено автором для допурпольской коры Патомского нагорья и докриворожской коры на метабазах Украины. Увеличение роли окисного железа вверх по профилю докембрийских кор свидетельствует о том, что процессы выветривания протекали в окислительной обстановке, а это значит, что в древней атмосфере по крайней мере с раннего протерозоя существовало достаточное количество свободного кислорода.

ГЛАВА 14

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Условия образования отдельных высокоглиноземистых формаций докембрия изучены с различной степенью детальности. В особенности это относится к вопросу о палеогеографической обстановке их формирования, поскольку специальные литолого-палеогеографические исследования проводились лишь по некоторым из рассмотренных в ч. II работы формациям. Значительно большая их часть изучалась в процессе общегеологических работ — стратиграфических, тектонических, геологосъемочных или поисково-разведочных на отдельные виды минерального сырья. В связи с этим высказывания о палеотектонических и палеоклиматических условиях формирования высокоглиноземистых формаций также в большинстве случаев носят достаточно общий характер. К этому следует добавить, что объединение ряда высокоглиноземистых формаций с отложениями другого состава и генезиса и в особенности с более древними образованиями, которые, как выясняется при детальном изучении, отделены от этих формаций несогласиями и перерывами в осадконакоплении, приводит к искажению действительного геологического положения высокоглиноземистых формаций и тем самым к неправильным представлениям об условиях их образования.

Проведенный нами анализ вещественного состава и других литолого-фациальных особенностей высокоглиноземистых формаций, ассоциаций их с другими формациями, положения в общем разрезе осадочно-метаморфических толщ и взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями позволяет, как нам кажется, более обоснованно и конкретно подойти и к оценке палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условий накопления этих формаций. Применительно к каждой конкретной формации условия их образования, насколько это позволял фактический материал, были

рассмотрены в ч. II работы, поэтому в данной главе мы остановимся лишь на характеристике некоторых общих особенностей осадконакопления.

Высокоглиноземистые формации первой, отчасти второй групп, образующие тесную ассоциацию с обломочно-кварцевыми породами и залегающие в основании крупных осадочных циклов, чрезвычайно сходны, как уже не раз подчеркивалось, с более молодыми платформенными угленосно-бокситово-железистыми формациями континентального генезиса. Пурпольская свита Патомского нагорья, зигальгинская (таганайская) свита Южного Урала, кейвская серия Кольского полуострова с крупным перерывом в осадконакоплении и угловым несогласием перекрывают подстилающие породы, на которых сохранились остатки коры глубокого химического выветривания. Не исключено, что остатки коры будут обнаружены на метабазах, подстилающих тетерево-бугскую серию. Характер залегания анайской свиты Западного Прибайкалья и толкачевской свиты овручской серии Украины несколько иной. Отложения этих свит с видимым согласием лежат на вулканогенно-осадочных образованиях соответственно акитканской серии и збраньковской свиты. Характерно, однако, что в составе последних, особенно в верхней их части, существенное значение приобретают продукты химического выветривания. Накопление акитканской серии происходило в основном в субэвральных условиях [160]. Л. А. Таранова (1968 г.) считает, что отложения збраньковской свиты накапливались в условиях морского бассейна. С этим трудно согласиться. Как на подстилающих свиту гранитах, так и на покровах слагающих ее эффузивов развиты коры химического выветривания значительной мощности, захватывающие, судя по петрографическому и химическому составу эффузивов, почти весь тот или другой покров. Так глубоко процессы химического выветривания могли проникнуть в покровы эффузивов только при длительном нахождении последних в субэвральных условиях. Перемежающиеся с вулканитами терригенные породы также сложены сильно выветрелым осадочным материалом. В связи с этим более вероятным представляется континентальное происхождение и збраньковской свиты.

Рассматриваемые высокоглиноземистые и сопутствующие им обломочно-кварцевые формации не только залегают на корях выветривания, но и сами по себе представляют почти исключительно переотложенные терригенные продукты глубокой химической осадочной дифференциации. Площади распространения высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций весьма обширны, а общая мощность их измеряется многими сотнями метров. Совершенно очевидно, что такой объем продуктов глубокого химического выветривания не мог быть накоплен за счет размыва и переотложения одноактно сформировавшейся коры выветривания, так как трудно представить себе кору выветрива-

ния мощностью в 700—800 м и более. Следовательно, процессы химического выветривания должны были не только предшествовать накоплению рассматриваемых формаций, но и протекать в области сноса на протяжении всего периода осадконакопления. Поскольку в этих формациях отсутствуют или почти отсутствуют продукты механического разрушения неизмененных материнских пород, размыв древних кор в области сноса должен был компенсироваться их ростом.

Коры глубокого химического выветривания развиваются в условиях спокойной тектонической обстановки и теплого (или жаркого) влажного климата. При умеренно-холодном или засушливом (аридном) климате процессы химического выветривания не заходят до каолинитовой и латеритной стадий или во всяком случае не образуют кор данного типа сколько-нибудь заметной мощности [116, 151 и др.].

Таким образом, анализ вещественного состава рассматриваемых высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций и геологических условий их залеганий неизбежно приводит к выводу, что накопление этих формаций происходило на фоне значительной пенеппенизации как области сноса, так и зоны седиментации, в условиях длительного тектонического покоя и теплого или жаркого влажного климата, т. е. в условиях платформенного типа, совершенно аналогичных платформенным условиям в последокембрийский период развития Земли. О пенеппенизации рельефа свидетельствует крайне незначительное развитие грубообломочных пород среди кластических осадков. Они представлены, как правило, лишь мелкогалечными конгломератами, сложенными гальками наиболее устойчивых против выветривания пород (кварц, кварцевые песчаники и кварциты, железистые кварциты и т. д.), и приурочены к основанию и верхней части песчано-глинистых комплексов. О большой длительности периода тектонического покоя говорит значительная мощность отложений, которые к тому же не могли накапливаться с такой скоростью, как продукты простого механического разрушения материнских пород, слагающие полимиктовые терригенные отложения.

Некоторые исследователи склонны объяснять появление рассматриваемых формаций в разрезе осадочно-метаморфических толщ докембрия паузами в геосинклинальном развитии той или иной территории, в течение которых тектонические движения были ослаблены и имели характер, близкий к платформенному. Вряд ли такое объяснение может быть приемлемым по причине упоминавшейся выше весьма большой длительности накопления этих формаций. К тому же они отделены от подстилающих образований крупными перерывами в осадконакоплении, в течение которых имели место складкообразование, метаморфизм, интрузивный магматизм и последующее выравнивание областей сноса. Время формирования рассматриваемых формаций, несом-

ненно, отвечает самостоятельному, платформенному, тектоническому этапу, а не тектонической паузе в геосинклинальном развитии. И уж, конечно, неправомерно, с точки зрения автора, включать эти формации в состав собственно геосинклинальных образований. Среди геосинклинальных отложений фанерозоя комплексы обломочно-кварцевых и высокоглиноземистых глинистых формаций такого состава и мощности не известны.

Палеогеографическая обстановка накопления рассматриваемых высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций изучена, как уже отмечалось, слабо. Чаще всего их относят к морским или прибрежно-морским образованиям. В предыдущие годы на основании специальных литолого-палеогеографических исследований автором было показано, что обломочно-кварцевые и высокоглиноземистые глинистые отложения пурпольской свиты Патомского нагорья накапливались в пределах обширной озерно-аллювиальной равнины, располагавшейся на границе современных Сибирской платформы и Байкальской складчатой области [47—49, 59].

В ч. II данной работы при описании конкретных формаций отмечалось, что ряд структурно-текстурных признаков в отложениях анайской свиты Западного Прибайкалья, кейвской серии (пачки А—Г) Кольского полуострова, зигальгинской и таганайской свит Южного Урала, белокоровичской свиты Украины свидетельствует о том, что накопление этих отложений также происходило, по-видимому, в континентальных, отчасти в прибрежных условиях. Вероятно, в значительной мере сходной была и палеогеографическая обстановка формирования отложений системы Витватерсранд в Южной Африке, особенно нижнего отдела этой системы.

Высокоглиноземистые формации, слагающие джалагунскую свиту Патомского нагорья, тунгусикскую и ослянскую серии Енисейского кряжа, надзигальгинские толщи юрматинской серии Южного Урала, сланцы района Коннемара в Ирландии и дальредской серии Шотландии чередуются в разрезе не только с обломочно-кварцевыми, но и с карбонатными, существенно доломитовыми формациями и сами в той или иной мере содержат карбонатный материал в виде отдельных горизонтов или примеси в терригенных породах. Несомненно, что эти формации отлагались в прибрежной части морских бассейнов, вероятно в значительной степени засоленных.

Л. Б. Рухин [157] указывает, что накопление доломитов наиболее характерно для краевых частей платформ, в то время как для центральных их частей и для геосинклинальных бассейнов более типичны известняки. Г. И. Кириченко [94], рассматривая вопрос о геотектонических условиях формирования верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа, отмечает, что Восточно-Енисейская зона примерно с начала формирования тунгусикской серии характеризовалась признаками субплатформен-

ного развития. Еще ярче субплатформенный характер этой территории устанавливается в период накопления ослянской серии. Отложения юрматинской серии Южного Урала обычно рассматриваются как миогеосинклинальные образования. Однако эти отложения по формационным особенностям совершенно аналогичны верхнепротерозойским отложениям Енисейского кряжа. Несомненно, что и геотектонические условия их образования однотипны. По мнению автора, эти условия ближе к платформенным или субплатформенным, чем к геосинклинальным. О платформенном характере зигальгинской свиты уже говорилось.

Высокоглиноземистые формации и сопутствующие им обломочно-кварцевые и карбонатные формации в других районах также чаще всего относят к геосинклинальным или миогеосинклинальным. Представляется, однако, что это скорее дань традиции, чем всесторонний анализ имеющегося материала по вещественному составу, формационным особенностям и геологическому положению рассматриваемых образований. Эти карбонатно-терригенные комплексы отличают лишь значительные мощности и в ряде районов довольно сложное строение и заметный метаморфизм пород. Других признаков, которые можно было бы причислить к геосинклинальным, они не содержат. С другой стороны, рассматриваемые комплексы формаций, как правило, развиты в краевой части или в непосредственной близости от древних платформ. Формации, слагающие эти комплексы, также типичны для платформенных образований.

Высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые формации второй и третьей выделенных нами групп не всегда залегают на древних корях выветривания, так как они встречаются в различных частях разреза крупных осадочно-метаморфических комплексов. Тем не менее вещественный состав и мощность указывают на то, что накопление и этих формаций происходило в тесной связи с длительными и достаточно глубокими процессами химического выветривания в области сноса. Возможно, химическое выветривание было менее интенсивным, чем при образовании высокоглиноземистых формаций первой группы, поскольку формации второй и третьей групп содержат химически менее зрелый осадочный материал. Однако это может объясняться и иными палеогеографическими условиями осадконакопления. Ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться существенно каолинитовые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выносятся более тонкий глинистый материал каолинит-гидрослюдистого состава. Вполне вероятно, что накопление рассматриваемых формаций могло происходить уже в эпоху некоторого оживления тектонической деятельности, когда процессы химического выветривания и рост кор в области сноса не всегда или не полностью компенсировали размыв.

Таким образом, формационный и общегеологический анализ приводит к выводу, что накопление формаций второй и третьей групп также происходило в условиях, близких к платформенным, но вероятно, в обстановке краевых и более подвижных участков древних платформ, на границе со смежными геосинклиналями. По-видимому, этим и объясняется, с одной стороны, платформенный облик рассматриваемых формаций, а с другой — и некоторые черты миогеосинклинальных образований.

ГЛАВА 15

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С высокоглиноземистыми и ассоциирующими с ними в разрезе формациями связан ряд проявлений и крупных месторождений полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфогенного происхождения. Спектр этих ископаемых определяется, с одной стороны, спецификой условий осадконакопления, а с другой — характером и степенью последующих метаморфических преобразований пород, в результате которых отдельные полезные компоненты также приобретали иные минеральные формы. Привести подробное описание всех полезных ископаемых, приуроченных к рассматриваемому комплексу формаций, в рамках настоящей работы не представляется возможным, поэтому ниже будет дань лишь краткий их обзор.

Прежде всего следует отметить, что в самих высокоглиноземистых формациях докембрия, в особенности в формациях первой группы, сконцентрированы колоссальные запасы глинозема, вполне сравнимые с запасами докембрийских осадочно-метаморфических железных и марганцевых руд. Именно эти формации, по-видимому, и представляют собой то недостающее звено (алюминий) известной триады Al-Fe-Mn Н. М. Страхова, кажущееся отсутствие которого в докембрии он отмечает [178, т. II, с. 173]. В связи с весьма высоким содержанием глинозема и соответствующих минералов формации первой группы представляют большой практический интерес для поисков месторождений кианитового, силлиманитового и тому подобного сырья, пригодного для получения алюминия и его сплавов электротермическим способом.

На Кольском полуострове, как известно, среди отложений кейвской серии уже выявлены и разведаны месторождения кианитовых руд, отвечающие современным требованиям промышленности. Содержание глинозема в сланцах продуктивной пачки Б этой серии во многих случаях превышает 30%, а содержание полезного компонента — кианита колеблется от 35 до 60% и более [5]. Значительные запасы хлоритондных и дистен-хлоритондных сланцев установлены среди отложений анайской свиты Западного Прибайкалья. В пурпольской свите Патом-

ского нагорья высокоглиноземистые сланцы почти целиком слагают среднюю подсвиту, мощность которой колеблется от нескольких десятков до 350 м, а протяженность в отдельных структурах измеряется многими десятками километров. Сланцы этой подсвиты отличаются весьма высоким содержанием глинозема (в среднем около 32,5%, а в отдельных случаях до 44—47%). Дистен-хлоритоидные и дистеновые сланцы средней подсвиты, распространенные в осевых частях и на внутренних крыльях антиклинорных структур Чуйско-Лонгдорской дуги, слагают пачки от 5—10 до 50—80 м, а содержание дистена в породах колеблется от 15—30 до 60—70%. Специальных исследований с целью выявления пригодных для алюминиевой промышленности сланцев по отложениям пурпольской свиты пока не проводилось, хотя геологические запасы высокоглиноземистых сланцев в этой свите огромны и не уступают запасам кейвской серии Кольского полуострова.

В настоящее время электротермические методы получения силумина и алюминия предъявляют довольно строгие требования к качеству руд и химическому составу получаемых из них концентратов [6]. Особенно вредной оказывается примесь тонко-распыленных окислов железа и титана в кристаллах кианита и силлиманита, так как она не поддается удалению при механическом обогащении руд и отрицательно сказывается на технологическом процессе получения силумина. Примесь легкоудаляемых самостоятельных минералов титана и железа не является вредной.

Многие высокоглиноземистые сланцы первой группы формаций характеризуются значительной примесью окислов железа и двуокиси титана, в том числе и рассеянных по дистену, и не удовлетворяют современным требованиям промышленности. Тем не менее среди рассматриваемых формаций вполне могут быть выявлены и высококачественные маложелезистые породы, образовавшиеся за счет метаморфизма чистых, свободных от примеси железа каолинитовых глин. Такими глинами, по-видимому, и были первоначально представлены породы продуктивной пачки Б кейвской серии, в то время как другие ее горизонты наряду с высоким содержанием глинозема характеризуются повышенным количеством окислов железа и в настоящее время для промышленного использования непригодны. В любом случае поиски дистенового и силлиманитового глиноземного сырья для алюминиевой промышленности в первую очередь должны вестись в районах развития глубоко метаморфизованных высокоглиноземистых формаций, так как другие формации содержат слишком мало глинозема и еще меньше указанных минералов, чтобы иметь практическую ценность.

Исходные глинистые отложения некоторых высокоглиноземистых формаций явно содержали в своем составе свободные гидроокислы алюминия, поэтому такие формации могут пред-

ставить интерес и для поисков древних докембрийских бокситов. Находки докембрийских бокситов пока еще крайне редки. Они известны в пурпольской свите Патомского нагорья, свите Модис Южной Африки и в формации Стипрок Канады (не считая бокситов боксонского типа).

Конкреционные диаспоровые бокситы в пурпольской свите тесно связаны с высокоглиноземистыми сланцами средней подсвиты и известны вдоль восточного крыла Лонгдорского антиклинория. Конкреции диаспора размером до нескольких десятков сантиметров (иногда до 1 м) образуют несколько горизонтов среди диаспор-пирофиллитовых сланцев. Конкреции на 80—90% сложены мелкокристаллическим диаспором с незначительной примесью лептохлоритов, тонкозернистого кремнезема, рутила, сульфидов, апатита и пирофиллита. Содержание глинозема в них достигает 55—63% при содержании кремнезема 7—10%. Кремневый модуль таких стяжений равен 5—8. Количество конкреций в породах не превышает 10—20%, поэтому описанные породы практического значения не имеют, однако ряд предпосылок говорит о возможности обнаружения здесь и промышленных бокситов. Благоприятными для их формирования были палеоклиматические и палеогеографические условия накопления отложений пурпольской свиты. Характерно, что в шлифах из сланцев средней подсвиты указанного района под микроскопом почти всегда устанавливается примесь кристаллов и тонкозернистых агрегатов диаспора. Количество последнего в некоторых случаях составляет до 50% от всего поля шлифа. Конкреции несколько иного состава (хлоритонидные, дистеновые) известны и во многих других районах Патомского нагорья.

В зонах слабого метаморфизма в составе высокоглиноземистых формаций нередко широко распространены пирофиллитовые сланцы, которые могут иметь самостоятельное практическое значение как месторождения пирофиллита. Вдоль восточного крыла Лонгдорского антиклинория в средней подсвите пурпольской свиты пирофиллитовые сланцы слагают пласты и пачки мощностью от единиц до первых десятков метров. В трех крупных пробах этих сланцев, отобранных Иркутским геологическим управлением для технологических испытаний в качестве сырья для получения глинозема, по данным Всесоюзного алюминиево-магниевого института, установлено содержание пирофиллита 66, 72 и 94%. Эти данные показывают, что некоторые разновидности высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты вполне отвечают требованиям промышленности к месторождениям пирофиллита, а последняя из отмеченных выше трех проб относится даже к категории особо чистых пирофиллитов.

Пирофиллитовые сланцы известны среди докембрийских отложений нижнеангарской свиты Ангаро-Питского синклинория

[200], среди кварцито-песчаников толкачевской свиты овручской серии на Украине. В пиррофиллитовых сланцах последней наряду с основным породообразующим минералом — пиррофиллитом встречаются также и гидроокислы алюминия [105]. По данным Дж. Вибольса [223], содержание пиррофиллита в высокоглиноземистых сланцах системы Витватерсранд Южной Африки достигает 30—35%.

И, наконец, высокоглиноземистые сланцы могут тесно сочетаться в разрезе и переходить в железорудные формации. В качестве примера достаточно сослаться на месторождения железных руд в нижнеангарской свите Ангаро-Питского железорудного бассейна. Высокожелезистые сланцы, переходящие по существу в железные руды, развиты и среди отложений пурпольской свиты Патомского нагорья. Отдельные пробы таких пород характеризуются суммарным содержанием окислов железа от 40 до 62% [59]. Сильно железистые сланцы известны и в свите Джелстаун системы Витватерсранд.

В заключение следует отметить, что сильно метаморфизованные высокоглиноземистые сланцы (дистен-гранат-ставролитовые, силлиманитовые и т. п.) могут быть использованы как сырье для огнеупорной и абразивной промышленности.

К обломочно-кварцевым формациям, в разрезе и генетически тесно связанным с высокоглиноземистыми формациями первой группы, также приурочен ряд проявлений полезных ископаемых. Эти проявления относятся в большинстве случаев к типу древних метаморфизованных россыпей. Древние циркон-ильменитовые россыпи были установлены автором в обломочно-кварцевых формациях, слагающих нижнюю и верхнюю подсвиты пурпольской свиты Патомского нагорья. В Тонодском антиклинории среди гравелитов и песчаников верхней подсвиты выявлены прослой мощностью до 30—40 см, резко обогащенные ильменитом, который составляет 30—80% общего количества щлиховых минералов, полученных из протолок описываемых пород. По данным химических анализов содержание двуокиси титана достигает в отдельных пробах 3,0—3,84% общей массы породы. Вдоль юго-восточного крыла Лонгдорского антиклинория древние россыпи приурочены к обломочным отложениям нижней подсвиты и имеют более сложный ильменит-цирконовый состав. Мощность прослоев, обогащенных этими минералами, достигает многих десятков сантиметров, а иногда 1,0—1,2 м и более.

При описании кейвской серии Кольского полуострова отмечалось, что в базальных песчано-глинистых отложениях пачки А химические анализы показывают резко повышенные содержания двуокиси циркония (в отдельных пробах 0,4—0,6%), в 20—30 раз превышающие кларковое содержание циркония в земной коре. Резкое обогащение аксессуарными минералами, главным образом цирконом и ильменитом, наблюдается в об-

ломочных породах из базальных горизонтов таганайской и зигальгинской свит Южного Урала и низов средней подсвиты джалагунской свиты Средневитимской горной страны. Много аксессуарных минералов и в обломочных породах толкачевской свиты Украины. Не исключено, что при более детальных работах в перечисленных выше отложениях также могут быть выявлены древние метаморфизованные россыпи.

К обломочно-кварцевым породам системы Витватерсранд в Южной Африке приурочены уникальные месторождения золота и урана. Большая часть их связана с так называемыми рифами кварцево-галечных конгломератов, имеющих чаще всего значительное количество тонкозернистого первоначально глинистого цемента. Вопрос о генезисе этих месторождений до сих пор подвергается острой дискуссии. Однако большинство геологов, в особенности южноафриканских, считает, что уран и золото были отложены во время осадконакопления, а позже подверглись определенному перераспределению в процессе эпигенеза и метаморфизма. Последняя точка зрения представляется более обоснованной, чем широко распространенная гипотеза гидротермального происхождения, особенно если учесть, что не только уран, но и золото могли приноситься в бассейн не в виде шлиховых минералов, а в тонкодисперсной форме и отлагаться вместе с глинистым материалом в кварцевых галечниках и других обломочных породах.

Сами кварцевые породы обломочно-кварцевых формаций могут представлять ценный строительный и облицовочный материал. Некоторые разновидности кварцевых песчаников и кварцитов отличаются весьма большой чистотой и высоким содержанием кремнезема и могут быть использованы в огнеупорной и металлургической промышленности для приготовления динаса, флюсов и различных силикосплавов. С такой целью, например, используются кварциты таганайской свиты в районе г. Златоуста на Южном Урале. Эти породы, кроме того, являются и красивым поделочным камнем (известные таганайские месторождения авантюрина).

Высокоглиноземистые и близкие к ним формации второй и третьей групп, как уже отмечалось в предыдущих главах, ассоциируют в разрезе с обломочно-кварцевыми и карбонатными формациями. С этим комплексом формаций также связан ряд проявлений и крупных месторождений полезных ископаемых, главными из которых являются сидеритовые железные руды и залежи магнезита, известные в отложениях юрматинской серии Южного Урала и тунгусикской серии Енисейского края. Залежи магнезита установлены И. В. Плотниковым и З. М. Атакишновым среди отложений джалагунской свиты Средневитимской горной страны.

Таким образом, даже краткий и далеко не полный обзор показывает, что с высокоглиноземистыми и сопутствующими

им формациями связан ряд специфических проявлений полезных ископаемых, нередко образующих месторождения, имеющие чрезвычайно важное значение. Несомненно также, что при дальнейшем изучении круг этих месторождений может быть расширен.

ГЛАВА 16

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Вопрос о стратиграфическом значении высокоглиноземистых формаций можно рассматривать в двух основных аспектах: значение этих формаций для расчленения и корреляции докембрийских осадочно-метаморфических толщ внутри отдельных регионов и возможность использования их для межрегиональных сопоставлений. Первый из этих аспектов ясен из того фактического материала, который был приведен в ч. II работы. Совершенно очевидно также, что наибольшее значение для стратиграфических целей имеют высокоглиноземистые (и сопутствующие им обломочно-кварцевые) формации первой из выделенных нами групп. Стратиграфическое значение формаций второй и третьей групп меньше, поскольку они не имеют столь четких и ярких особенностей, которые присущи высокоглиноземистым формациям первой группы, и, кроме того, занимают несколько иное положение в разрезах осадочно-метаморфических толщ.

Высокоглиноземистые формации первой группы вместе с обломочно-кварцевыми формациями начинают собой крупные осадочные циклы и залегают на подстилающих образованиях, как правило, с угловым несогласием и крупным перерывом в осадконакоплении. Угловые несогласия и признаки значительного перерыва в осадконакоплении отсутствуют лишь в тех случаях, когда описываемые формации залегают на отложениях, образовавшихся в орогенную стадию предшествующих циклов развития некоторых территорий. Примеры таких взаимоотношений можно наблюдать в Западном Прибайкалье и Северо-Байкальском нагорье, где анайская и одновозрастная с ней окуньская свиты согласно сменяют вверх по разрезу орогенные молассоидные образования чайской свиты акитканской серии. Молассоиды выполняли, по-видимому, ряд депрессий в древнем рельефе и в связи с этим имеют линзовидный характер залегания. Заполнение депрессий происходило на фоне прогрессирующей пенепленизации горной страны и усиления процессов химического выветривания. Этим объясняется и трансгрессивный характер залегания более высоких горизонтов орогенных отложений, и увеличение в их составе вверх по разрезу роли продуктов химического выветривания. По этой же

причине накапливавшиеся уже в условиях пенеплена высокоглиноземистые и (или) обломочно-кварцевые формации согласно залегают на орогенных в пределах депрессий, а вне их резко несогласно перекрывают более древние образования.

Благодаря тому что высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые формации первой группы накапливались в пределах обширных пенепленов и сложены почти исключительно терригенными продуктами крайней химической дифференциации (каолинит, окислы железа и алюминия, кварц), формационный облик этих отложений очень устойчив на громадных пространствах, несмотря на фациальную пестроту и зачастую резко линзовидный характер залегания пластов. Специфику вещественного состава рассматриваемых формаций не могут затушевывать и процессы последующего метаморфизма: в зависимости от степени его интенсивности обломочные кварцевые породы будут превращаться в кварцито-песчаники и кварциты, а первично глинистые отложения — в разнообразные метаморфические и кристаллические сланцы, характерной чертой которых будет резкое преобладание высокоглиноземистых и высокожелезистых метаморфических минералов (пирофиллита, мусковита, дистена, силлиманита, хлоритоида, ставролита, граната и т. д.) и отсутствие или незначительное количество полевых шпатов, биотита, амфиболов и других минералов, содержащих кальций, натрий и магний. В связи с этим высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые формации отчетливо выделяются в разрезах осадочно-метаморфических толщ независимо от степени метаморфизма последних и прослеживаются на весьма значительных расстояниях.

Эти формации могут служить хорошим стратиграфическим репером и в том случае, если в результате последующей активизации и дифференциации тектонических движений на месте бывшего пенеплена возникает несколько структурно-фациальных зон, в пределах которых накапливаются значительно отличающиеся друг от друга более молодые осадочные толщи. Ярким примером такого репера является пурпольская свита тепторгинской серии, изучение формационных особенностей и распространения которой позволили решить ряд весьма спорных вопросов стратиграфии докембрия северной и северо-западной частей Байкальской горной области и увязать между собой осадочно-метаморфические образования разных структурно-формационных зон [45—47, 51, 59, 61, 159—160 и др.].

В гл. 4 были приведены данные, показывающие, что анайская и окуньская свиты в формационном отношении аналогичны пурпольской свите и накопление их происходило в одну и ту же эпоху пенепленизации и интенсивного развития процессов глубокого химического выветривания. Анайская (в объеме,

понимаемом автором) и окуньская свиты в связи с этим не могут относиться к акитканской серии, а являются более молодыми и одновозрастными с отложениями тепторгинской серии Патомского и Северо-Байкальского нагорий.

Вторым примером использования высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций для внутрирегиональных сопоставлений служат отложения зигальгинской и таганайской свит Южного Урала. Несмотря на территориальную разобщенность и различную степень метаморфизма, формационный облик этих свит однотипен и весьма устойчив на всей площади их развития. Как выяснилось при детальном исследовании, они являются одновозрастными и залегают в основании юрматинской серии верхнего протерозоя [29, 30].

В центральной части Кольского полуострова хорошим стратиграфическим репером среди метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ докембрия являются высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые отложения кейвской серии. Кроме Кейвского синклинория они известны на северо-восточном крыле структурно-формационной зоны Имандра—Варзуга, а также и структурной подзоне Воронья—Поросозеро [192]. Выходы кейвской серии перечисленных зон непосредственно не соединяются друг с другом. Тем не менее специфический состав и формационная устойчивость высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых отложений не оставляют сомнений в их одновозрастности во всех трех зонах, а это в свою очередь позволяет более уверенно подойти и к корреляции подстилающих и перекрывающих кейвскую серию толщ.

Высокоглиноземистые формации второй и третьей выделенных нами групп для внутрирегиональных корреляций и расчленения осадочно-метаморфических толщ имеют меньшее значение, так как они чередуются не только с обломочно-кварцевыми, но и с карбонатными и могут встречаться в различных частях разрезов, как, например, формации, развитые среди верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа и Южного Урала. В поле высокоглиноземистых формации второй и третьей групп не всегда могут быть отделены от метаморфизованных глинистых и песчано-глинистых формаций с обычным содержанием глинозема в породах. По сравнению с формациями первой группы рассматриваемые формации содержат меньше глинозема и больше щелочей и щелочных земель, поэтому количество высокоглиноземистых минералов в породах также уменьшается, а наряду с ними появляются и другие минералы (биотит, полевые шпаты и т. д.).

Вторая сторона вопроса о стратиграфическом значении высокоглиноземистых формаций заключается в возможности использовать их для межрегиональных корреляций и разработки единой стратиграфической шкалы докембрия. Создание такой

шкалы, как известно, является насущной необходимостью геологической науки наших дней, и в этом направлении работают многие геологи и коллективы, а ограниченные возможности методов абсолютной геохронологии и палеонтологии заставляют исследователей обращаться к осадочным формациям и искать пути их использования для межрегиональных корреляций [158, 162, 198 и др.]. Формационный анализ был использован Е. В. Павловским в ряде работ, посвященных тектоническому развитию земной коры в раннем докембрии [129—133]. В своих работах этот исследователь проводит, с нашей точки зрения, очень важную мысль о том, что отдельные части древних платформ впоследствии могли вовлекаться в геосинклинальное развитие, перикратонные опускания, подвергаться складчатости, метаморфизму и т. д. Именно недоучет этих обстоятельств заставляет многих исследователей относить несомненно и типично платформенные формации к геосинклинальным или миогеосинклинальным образованиям.

Специально возможность использования высокоглиноземистых и связанных с ними обломочно-кварцевых формаций для межрегиональных сопоставлений докембрийских осадочно-метаморфических толщ в геологической литературе пока еще не рассматривалась, поскольку в указанном выше плане эти формации и их действительное геотектоническое положение должным образом не изучались. Можно с полной уверенностью сказать, что многие из этих формаций все еще включаются в состав генетически чуждых им и разновозрастных осадочно-метаморфических комплексов. Имеющийся в распоряжении автора материал по высокоглиноземистым формациям не позволяет сделать пока далеко идущих выводов по межрегиональной (и планетарной) корреляции с их помощью. Тем не менее некоторые соображения на этот счет могут быть высказаны.

Совершенно очевидно, что формации первой группы имеют важное значение и для сопоставления разрезов удаленных друг от друга регионов. Этот вывод вытекает из геотектонических условий их формирования. Рассматриваемые формации накапливались в эпоху становления древних платформ и представляют собой нижние части их осадочного чехла. Естественно, что платформенные условия и свойственный им геотектонический режим вряд ли ограничивались рамками отдельных регионов, а должны были охватывать обширные участки планеты.

Так, например, древние платформенные образования среднепротерозойского возраста известны на чрезвычайно широких пространствах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В северной части Байкальской складчатой области и вдоль ее северо-западной окраины развиты обломочно-кварцевые и высокоглиноземистые формации тепторгинской серии, окуньской и анайской свит. Общая протяженность полосы их распро-

странения (от побережья Байкала у о. Ольхон на юго-западе до Чарской глыбы у оз. Ничатка на северо-востоке) составляет не менее 1300—1400 км. В Анабарском кристаллическом массиве, расположенном в 1100—1200 км к северу от Байкальской горной области, в основании осадочного чехла Сибирской платформы также развиты среднепротерозойские отложения, представленные мукунской серией. Эта серия с резким угловым несогласием залегает на архейских породах и сложена почти исключительно кварцевыми песчаниками общей мощностью до 680—800 м. Под отложениями мукунской серии на породах фундамента сохранились остатки коры глубокого химического выветривания.

Описываемая серия в целом представляет собой мощную типично платформенную обломочно-кварцевую формацию. И по общегеологическим, и по радиологическим данным она находится на одном стратиграфическом уровне с тепторгинской серией Байкальской горной области [162]. Тепторгинская серия перекрывает чуйско-кодарские граниты, имеющие абсолютный возраст 1950—2000 млн. лет, а ирельские граниты, связанные генетически с эффузивами акитканской серии, имеют возраст 1600—1650 млн. лет (рубий-стронциевый метод). По глаукониту из верхней части мукунской серии получены цифры 1530 и 1480 млн. лет.

В восточной части Алданского щита развита учурская серия терригенных и карбонатных пород, которая также рассматривается как среднепротерозойская и примерно одновозрастная с мукунской. Эта серия несогласно залегает на породах архейского кристаллического фундамента или на вулканогенно-осадочных образованиях уянской серии, очень напоминающей акитканскую серию Байкальской горной области. Нижняя, гонамская, свита учурской серии сложена аркозовыми, полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми красноцветными песчаниками. Верхняя, омахтинская, свита представлена в основном доломитами и доломитистыми известняками с прослоями аргиллитов и кварцевых песчаников. Общая мощность серии возрастает от 300 м на западе до 2400 м на востоке. По глаукониту для нижней части гонамской свиты получен абсолютный возраст 1500 млн. лет, для омахтинской — 1400 млн. лет. В целом гонамская свита сложена менее выветрелым осадочным материалом, чем мукунская серия и пурпольская свита, но и она является, несомненно, платформенным образованием и залегает в основании осадочного чехла. На архейских породах под гонамской свитой сохранились остатки коры химического выветривания.

Таким образом, формирование осадочного чехла Сибирской платформы началось накоплением сходных по составу высокоглиноземистых и (или) обломочных формаций. Более пестрый состав отложений гонамской свиты, по-видимому, объясняется

несколько иными условиями размыва и седиментации, так как трудно ожидать сохранения совершенно однотипных условий на столь громадных территориях. На территории Анабарского массива и Алданского щита платформенный режим сохранился и в последующие эпохи. Районы же, прилегающие к Байкальской горной области и относящиеся к окраинным ее частям, в конце среднего протерозоя и в позднепротерозойское время подверглись значительным опусканиям. Благодаря иному тектоническому режиму тепторгинская серия и перекрывающие ее отложения патомской серии испытали впоследствии и сложную складчатость, и более сильный региональный метаморфизм.

Приведенный пример с осадочным чехлом Сибирской платформы показывает, что высокоглиноземистые и связанные с ними (или замещающие их в разрезе) обломочно-кварцевые формации могут иметь весьма важное значение и для межрегиональных сопоставлений докембрия. Это значение определяется тем, что рассматриваемые формации знаменуют собой становление платформенного режима на отдельных участках земной коры и, благодаря специфике условий образования, характеризуются рядом особенностей состава и строения, которые позволяют сравнительно легко выделять и проследивать эти формации независимо от современных условий их залегания и степени метаморфизма пород.

На некоторых участках земной коры платформенный режим, когда-то возникнув, может затем сохраняться весьма длительное время, включая весь оставшийся отрезок докембрия. Естественно, что в такой обстановке при прочих благоприятных условиях (климатических, палеогеографических) высокоглиноземистые и сопутствующие им формации могут появляться неоднократно и залегать в различных частях разреза осадочного чехла. Стратиграфическое значение таких формаций будет, конечно, меньше, чем базальных, в силу их менее четкого положения в разрезе.

При стратиграфических корреляциях необходимо иметь также в виду, что появление высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций определяется не только тектоническим режимом, но и соответствующими климатическими и палеогеографическими факторами. Поэтому даже в нижней части платформенных осадочных образований мы будем видеть, с одной стороны, высокоглиноземистые глинистые и обломочно-кварцевые формации в различном сочетании в зависимости от палеогеографической обстановки осадконакопления, а с другой — на значительных расстояниях эти формации могут сменяться и замещаться химически менее зрелыми терригенными отложениями в связи с изменением климатических условий.

В настоящее время количество выделенных и должным образом изученных высокоглиноземистых глинистых и обломочно-

кварцевых формаций слишком мало, а районы их развития нередко удалены на громадные расстояния. Поэтому стратиграфические корреляции с помощью этих формаций не всегда могут быть достаточно достоверными и доказательными. Пока еще трудно сказать, насколько одновременным было становление древнейших платформенных режимов в различных участках земного шара и сколько раз такие условия повторялись на протяжении докембрия. Несомненно, однако, что дальнейшее изучение высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций и выделение их в других районах прольет свет на многие вопросы стратиграфических сопоставлений докембрийских осадочно-метаморфических толщ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интерес к проблемам осадочной геологии докембрия непрерывно возрастает как в нашей стране, так и за рубежом. В Советском Союзе особенно бурный рост литологических исследований по докембрийским осадочно-метаморфическим толщам наблюдается в течение последних 10—15 лет, чему в весьма большой мере способствовали многочисленные работы А. В. Сидоренко и созданные по его инициативе всесоюзные совещания, посвященные различным вопросам литологии и методики изучения докембрийских отложений. Резкое расширение исследований в указанном направлении вполне закономерно и актуально. Как справедливо отмечает в ряде своих работ А. В. Сидоренко [170—172 и др.], история развития Земли в докембрии до сих пор остается изученной намного слабее, чем история ее развития от палеозоя до наших дней. Совершенно очевидно, что воссоздание этой истории немыслимо без выяснения условий и истории докембрийского осадконакопления, без изучения литологических особенностей и формационного анализа метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных отложений докембрия.

Формационный анализ приобретает сейчас первостепенное значение при изучении осадочно-метаморфических толщ как в научном, так и в прикладном аспекте. Без изучения древних формаций невозможно правильное прогнозирование полезных ископаемых, связанных с отложениями докембрия. Формационный анализ все шире используется при расчленении и корреляции осадочно-метаморфических толщ и уже сейчас является одним из ведущих методов стратиграфии докембрия. Без тщательного и всестороннего анализа древних формаций вряд ли можно правильно понять и восстановить геотектонические условия формирования и развития тех или иных сегментов земной коры, сложенных породами докембрийского возраста. Мы привыкли, в частности, думать, что среди отложений докембрия, в особенности нижнего и среднего, господствуют геосинклинальные образования, основываясь не столько на формационном анализе древних осадочно-метаморфических толщ, сколько на соображениях, что эти толщи, как правило, сложно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны гранитными интрузиями, в то время как на «настоящих» платформах перечисленные явления отсутствуют. В подобных представлениях содержится ряд противо-

речий. Прежде всего, отрицать возможность образования в докембрии древних платформ и их последующее перерождение (хотя бы частичное) значит отрицать цикличность, повторяемость геологических процессов в истории Земли, а это опровергается всей суммой наших знаний об истории ее развития в более молодые эпохи по крайней мере с позднего докембрия. В чистом виде такие взгляды вряд ли кем из геологов сейчас разделяются. С другой стороны, если полагать, что отдельные участки платформ, в особенности их краевые части, прилегающие к смежным геосинклиналям, могут вовлекаться в интенсивные тектонические движения и геосинклинальные условия дальнейшего развития, то естественно, что породы осадочного чехла, успевшие сформироваться на этих участках до смены геотектонического режима, подвергнутся складчатости, метаморфизму и будут перекрыты осадочными образованиями неплатформенного типа. Породы осадочного чехла не подвергнутся указанным изменениям только в тех участках, в которых платформенный режим сохранился и впоследствии, т. е. в рамках современных, а не древних границ докембрийских платформ. И, наконец, придерживаясь концепции преимущественно геосинклинального развития Земли в раннем и среднем докембрии, «геосинклинальными» считают такие докембрийские формации, которые среди геосинклинальных образований фанерозойского этапа развития Земли не встречаются или развиты крайне ограниченно лишь в определенных участках. Яркий пример тому — высокоглиноземистые и обломочно-кварцевые формации первой из выделенных нами групп. При отнесении таких формаций к геосинклинальным исходят не из объективного и всестороннего формационного анализа, а из заранее заданных представлений о геосинклинальном развитии того или иного района, объясняя все отклонения «спецификой» условий осадконакопления в докембрии.

Проведенное автором изучение высокоглиноземистых и обломочно-кварцевых формаций протерозоя показывает, что эти формации представляют собой чрезвычайно интересный объект для исследования, изучение которого важно как с научной, так и с практической точки зрения. Благодаря специфическому составу, структурно-текстурным особенностям, положению в разрезе, взаимоотношениям с подстилающими образованиями эти отложения весьма информативны и позволяют вполне определенно судить о палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условиях их формирования.

Анализ химического состава и других особенностей высокоглиноземистых формаций докембрия приводит к выводу, что эти формации принципиально ничем не отличаются от высокоглиноземистых глинистых отложений последокембрийского возраста, платформенное происхождение которых не вызывает сомнения. По особенностям химического состава среди высокоглиноземи-

стых формаций выделяются три группы, связанные между собой переходными разновидностями. Первая группа формаций отличается весьма высоким содержанием глинозема и незначительным содержанием щелочей и щелочных земель (не более 3—5%). Исходные глинистые отложения этих формаций были представлены чисто или существенно каолиновыми глинами с примесью в ряде случаев свободных гидроокислов железа и алюминия. Вторая группа формаций характеризуется более низким содержанием глинозема и несколько большим количеством щелочей и щелочных земель (5—6,5%). И, наконец, третья группа формаций отличается большим количеством глинозема, но одновременно и повышенным содержанием щелочей и щелочных земель (до 10%). Исходные глинистые отложения второй и третьей групп имели смешанный гидрослюдисто-каолиновый и каолинит-гидрослюдистый состав и, возможно, содержали некоторую примесь глинистых минералов монтмориллоновой группы. На треугольной диаграмме САК общего химического состава высокоглиноземистые и близкие к ним формации занимают вполне определенное положение и четко обособлены от обычных полимиктовых песчано-глинистых и глинистых формаций.

Высокоглиноземистые формации образуют закономерные ассоциации с формациями другого состава и занимают вполне определенное положение в разрезах осадочно-метаморфических комплексов докембрия. Формации первой группы тесно сочетаются с обломочно-кварцевыми и залегают в основании крупных осадочных циклов, резко несогласно и с большим перерывом в осадконакоплении перекрывая подстилающие образования. Формации второй и третьей групп ассоциируют с обломочно-кварцевыми и карбонатными (преимущественно доломитовыми) формациями и могут встречаться в разных частях разреза осадочных циклов.

Анализ литолого-фациальных особенностей и условий образования высокоглиноземистых формаций показывает, что формации первой группы и тесно связанные с ними обломочно-кварцевые формации являются типично платформенными образованиями. Накапливались они преимущественно в континентальной обстановке, частично в прибрежных участках опресненных бассейнов в условиях жаркого влажного климата. Под комплексом этих формаций, как правило, сохраняются остатки древних кор химического выветривания. Геотектонические условия формирования высокоглиноземистых формаций второй и третьей групп и связанных с ними обломочно-кварцевых и карбонатных формаций также близки к платформенным. Скорее всего этот комплекс формаций накапливался в более подвижных краевых частях древних платформ и, возможно, в зонах, переходных к смежным миогеосинклиналям, в прибрежно-морских условиях.

Благодаря весьма специфическому составу, характерной ассоциации с обломочно-кварцевыми формациями и четкому положению в разрезе высокоглиноземистые формации первой группы имеют важное значение для стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских осадочно-метаморфических толщ не только в пределах отдельных регионов развития докембрия, но и для межрегиональных сопоставлений. Роль формации второй и третьей групп менее определена, но сопоставление крупных осадочных комплексов возможно и по этим формациям.

Весьма велико практическое значение высокоглиноземистых и связанных с ними формаций как источников многих видов минерального сырья. С этим комплексом формаций связаны проявления и крупнейшие месторождения таких полезных ископаемых, как высокоглиноземное сырье для алюминиевой промышленности, месторождения пиррофиллита, железных руд, древних россыпей и т. д. Вполне вероятно, что при дальнейшем изучении высокоглиноземистых формаций в них будут выявлены и промышленные месторождения древних бокситов.

До исследований автора сравнительного изучения высокоглиноземистых формаций не проводилось. Автору удалось изучить лишь сравнительно небольшое количество докембрийских, и только протерозойских, высокоглиноземистых и связанных с ними формаций. Однако даже полученные результаты показывают, насколько большое научное и практическое значение могут иметь эти формации при изучении геологического развития Земли в докембрии, при изучении стратиграфии и полезных ископаемых метаморфизованных докембрийских отложений.

Несомненно, что изучение высокоглиноземистых формаций должно быть продолжено в более широких масштабах и во всех районах развития докембрийских осадочно-метаморфических толщ, в том числе и архейского возраста. Во многих районах высокоглиноземистые формации остаются не только не изученными, но даже не выделенными из состава других осадочно-метаморфических комплексов. Анализ литературы приводит к выводу, что такие формации есть среди докембрийских отложений Казахстана, Восточного Саяна, в архее Алданского щита, Украины и, вероятно, Балтийского щита. Несомненно также, что дальнейшее изучение высокоглиноземистых формаций должно вестись в тесной связи с изучением обломочно-кварцевых формаций и докембрийских кор химического выветривания. Можно с полной уверенностью утверждать уже сейчас, что комплексное изучение этих трех групп докембрийских образований позволит по-новому решить многие вопросы стратиграфии и геотектонического развития Земли в докембрии, выяснить палеоклиматические и палеогеографические условия осадконакопления в это время, более определенно подойти к решению вопроса о составе древней атмосферы и т. д.

ТАБЛИЦА I

Рис. 1. Слабо метаморфизованный песчаник пурпольской свиты. Р. Большая Чуя. С анализатором, $\times 25$.

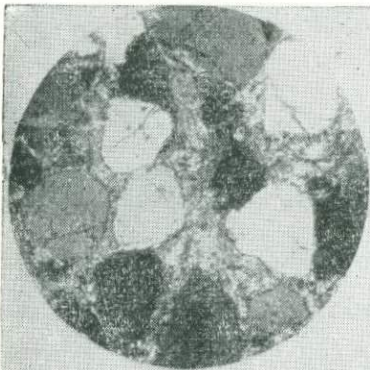
Рис. 2. Кварцит с мозаичной структурой. Нижняя подсвита пурпольской свиты. Р. Максимиха. С анализатором, $\times 25$.

Рис. 3. Тонкослойный гематит-пирофиллитовый сланец средней подсвиты пурпольской свиты. Бассейн р. Джелинды. Без анализатора, $\times 25$.

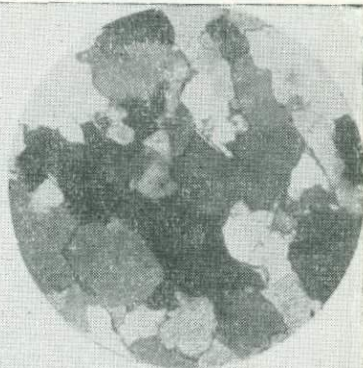
Рис. 4. Серицит-пирофиллит-хлоритоидный сланец средней подсвиты пурпольской свиты. Бассейн р. Джелинды. С анализатором, $\times 75$.

Рис. 5. Магнетит-дистеновый сланец средней подсвиты пурпольской свиты. Верховья р. Максимихи. Без анализатора, $\times 25$.

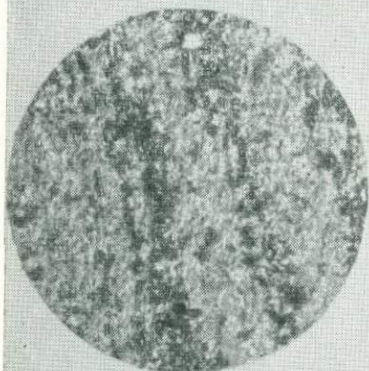
Рис. 6. Мелкие желваки диаспора в диапор-пирофиллитовых сланцах пурпольской свиты. Бассейн р. Джелинды. Без анализатора, $\times 75$.



1



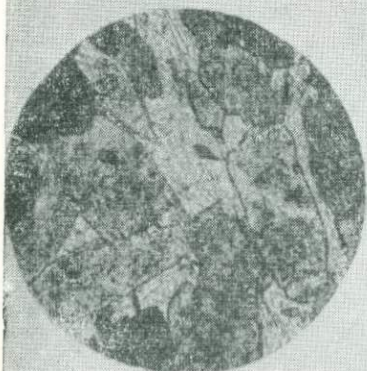
2



3



4



5



6

ТАБЛИЦА II

Рис. 1. Крупные конкреции диаспора в сланцах средней подсвиты пурпальной свиты. Бассейн р. Джелинды.

Рис. 2. Кварцевый песчаник анайской свиты. Верховья р. Большого Аная. С анализатором, $\times 25$.

Рис. 3. Чистый кварцит джалагунской свиты. Р. Джалагун. С анализатором, $\times 25$.

Рис. 4. Кварцит джалагунской свиты с хлоритондом (серое) и ильменитом (черное). Р. Джалагун. Без анализатора, $\times 25$.

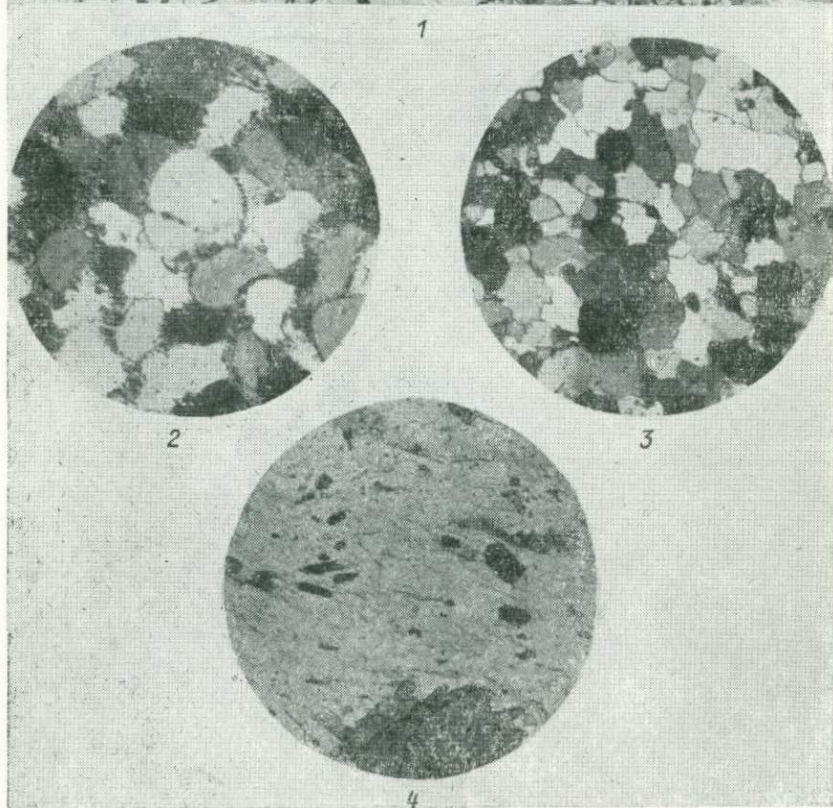


ТАБЛИЦА III

Рис. 1. Кварц-мусковит-хлоритоидный сланец средней подсвиты джалагунской свиты. Р. Джалагун. Без анализатора, $\times 25$.

Рис. 2. Кварцевый песчаник удерейской свиты с кварцевым регенерационным цементом. Р. Горбилук. С анализатором, $\times 50$.

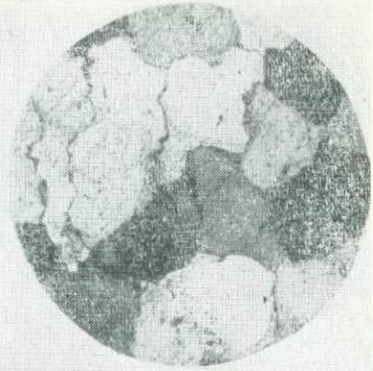
Рис. 3. Кварцевый песчаник нижеангарской свиты с железистым цементом. Р. Ишимба. Без анализатора, $\times 50$.

Рис. 4. Кварцит таганайской свиты с мусковитом, цирконом и регенерированным турмалином. Г. Златоуст. Без анализатора, $\times 50$.

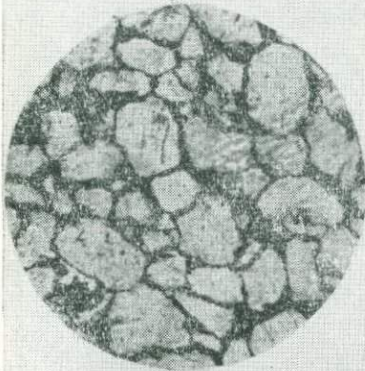
Рис. 5. Кварцит таганайской свиты с мелкими чешуйками мусковита. Хр. Малый Таганай. С анализатором, $\times 25$.



1



2



3



4



5

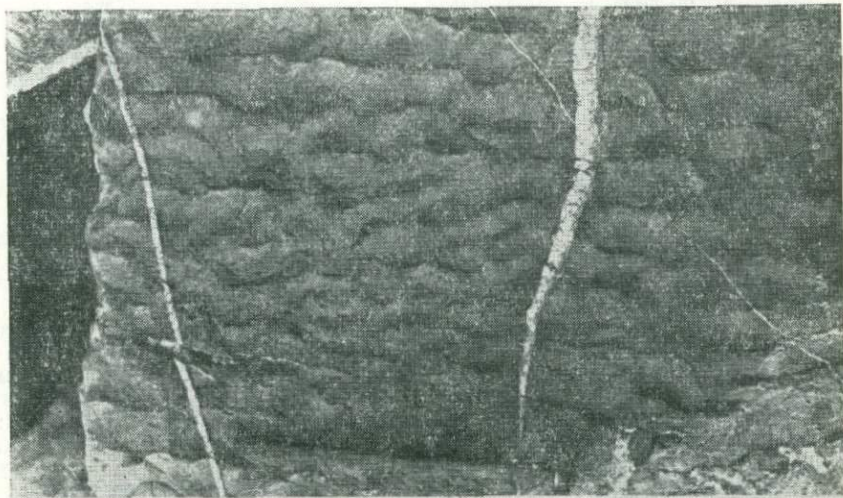
ТАБЛИЦА IV

Рис. 1. Следы течения в кварцито-песчаниках зигальгинской свиты. Хр. Нургуш к юго-востоку от оз. Зюраткуль.

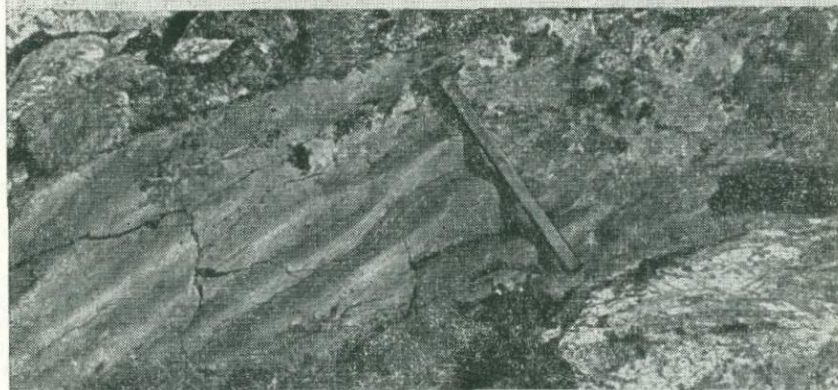
Рис. 2. Гигантские знаки ряби в кварцито-песчаниках верхней подсвиты зигальгинской свиты. Хр. Нургуш к юго-востоку от оз. Зюраткуль.

Рис. 3. Серицитовый сланец средней подсвиты зигальгинской свиты с мелкими кристаллами и агрегатами хлоритоида. Хр. Нургуш к юго-востоку от оз. Зюраткуль. Без анализатора, $\times 60$.

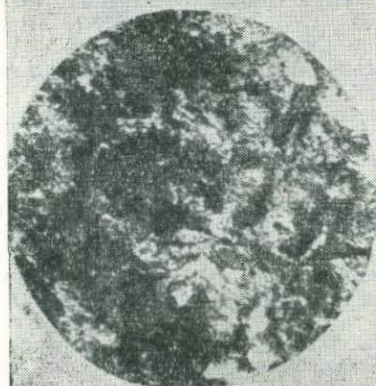
Рис. 4. Гранат-мусковит-ставролитовый сланец средней подсвиты таганайской свиты. Гора Откликной Гребень. Без анализатора, $\times 25$.



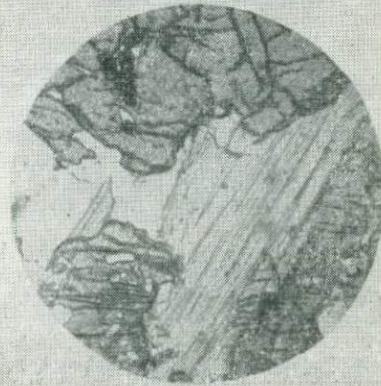
1



2



3



4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алешин С. М., Карпов И. К. Химический состав пелитовых пород как функция регионального метаморфизма. — В кн.: Математ. методы в петрологии и геохимии. М., 1970, с. 17—31.
2. Андерсон Дж. Г. К. Докембрий Британских островов. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 31—106.
3. Башлев А. И., Кирсанов Н. В. Бикляское месторождение бентонитовых глин в Татарии. — В кн.: Бентонитовые глины Поволжья. Т. 1. Казань, 1966, с. 23—43.
4. Беккер Ю. Р. Уральская складчатая система. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968, с. 143—153.
5. Бельков И. В. Кянитовые сланцы свиты кейв. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.
6. Бенеславский С. И., Горецкий Ю. К., Зверев Л. В. Алюминий. — В кн.: Требования пром-сти к качеству минер. сырья, вып. 35. М., 1962. 59 с.
7. Бентонитовые глины (гильбаи) Азербайджана. Под ред. Г. Х. Эфендиева. Баку, Изд-во АН СССР, 1951. 95 с.
8. Бентонитовые глины Грузинской ССР. Под ред. А. А. Твалчрелидзе. Тбилиси, 1941. 317 с.
9. Бентонитовые глины Грузии и их применение в народном хозяйстве. Под ред. А. А. Твалчрелидзе. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1953. 149 с.
10. Бентонитовые глины от района на Димитровград. — Годшиник на Софийския ун-т, геол.-геогр. фак., 1964, т. 57, кн. 1, с. 75—91. Авт.: Г. Атанасов, Д. Стефанов, Ст. Трашлиев, Ал. Горанов.
11. Бентонитовые глины от с. Златка Ливада, Чирпанско. — Годшиник на Софийския ун-т, геол.-геогр. фак., 1965, т. 58, кн. 1, с. 135—156. Авт.: Г. Атанасов, Ал. Горанов, Д. Стефанов, Ст. Трашлиев.
12. Бентонитовые глины Поволжья и пути их использования в народном хозяйстве. Казань, 1961. 136 с.
13. Бентонитовые глины Поволжья. Под ред. Ю. В. Сементовского. — «Труды Геол. ин-та» (г. Казань), 1966, вып. 13. 94 с.
14. Бентониты Узбекистана. Под ред. К. С. Ахмедова. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963. 196 с.
15. Ветехтин А. Г. Курс минералогии. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1956. 541 с.
16. Бондаренко П. М., Горошников Б. И., Кучер В. Н. О взаимоотношении криворожской метаморфической серии и саксаганских плагиоклазовых гранатов. — В кн.: Сб. науч. трудов науч.-исслед. горно-рудн. ин-та. М., 1959, № 2, с. 132—142.
17. Бутузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. А. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря. — «Литология и полезн. ископаемые», 1973, № 1, с. 3—11.

18. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963. 473 с.
19. Варганова Р. С., Нестеренко Э. В., Райкова М. И. Сборник химических анализов метаморфических горных пород Урала. Свердловск, Среднеуральск. кн. изд-во, 1971. 211 с.
20. Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Л., 1963. 227 с. (Труды Лаб. геологии докембрия).
21. Викулова М. Ф. Глинистые породы. — В кн.: Справ. руководство по петрографии осад. пород. Т. 2. Осад. породы. Л., 1958, с. 147—188.
22. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.
23. Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. — «Геохимия», 1956, № 2, с. 3—18.
24. Воскресенская М. Н. Русская плита (КМА). — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968, с. 135—138.
25. Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. — «Сов. геология», 1969, № 9, с. 14—32.
26. Воскресенская М. Н., Головенко В. К. К характеристике химической коры выветривания северо-западной части Курской магнитной аномалии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 56—60.
27. Габинет М. П. К минералогии глинистых пород менилитовой серии Восточных Карпат. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958, с. 491—510.
28. Гарань М. И. Геологическое строение центральной части метаморфической зоны южной части Среднего Урала (Билимбай—Златоуст). — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1950, вып. 17, с. 37—63.
29. Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1969, вып. 32, с. 15—32.
30. Гарань М. И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 114—161.
31. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, Изд-во АН СССР, 1959. 307 с. Авт.: Я. Н. Белевцев, Г. Г. Бура, Р. П. Дубинкина и др.
32. Геологический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1955. Т. 1. 402 с. Т. 2. 445 с.
33. Геологический словарь. М., 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.
34. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Под ред. Я. Н. Белевцева. М., 1957. 280 с.
35. Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968. 711 с.
36. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Под ред. В. Д. Полищука. Т. 1. Геология. Кн. 1, Докембрий. М., 1970. 439 с.
37. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. — «Труды Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР», 1970, вып. 6. 366 с. Петрозаводск. Авт.: В. А. Соколов, А. Н. Голдобина, А. В. Рылеев и др.
38. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя линейная кора выветривания плаггиогранитов Саксаганского района Криворожского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 3, с. 694—697.
39. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя метаморфизованная кора выветривания магматогенных пород Криворожского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 4, с. 915—918.
40. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Допротерозойская метаморфизованная линейная кора выветривания зеленокаменных пород Саксаганского района в Криворожском бассейне. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 3, с. 689—691.
41. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 12. М., 1973, с. 91—110.

42. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древние коры выветривания в докембрии Кривого Рога. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 1, с. 209—212.

43. Гинзбург И. И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. — «Геология рудных м-ний», 1961, № 5, с. 21—36.

44. Головенко В. К. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья. — «Вестн. ЛГУ», 1957, № 24. Сер. геол. и геогр., вып. 4, с. 54—64.

45. Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 6, с. 1402—1404.

46. Головенко В. К. О возрасте мамской толщи и ее положении среди докембрийских образований Патомского и Северо-Байкальского нагорий. — «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер., 1961, т. 66, с. 71—82.

47. Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — «Труды ВСЕГЕИ», нов. сер., 1964, т. 97, с. 91—110.

48. Головенко В. К. Стратиграфия, литология и условия образования тепторгинской серии и проблема поисков глиноземного сырья. — В кн.: Геология и полез. ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966, с. 35—40.

49. Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 17—32.

50. Головенко В. К. Высокоглиноземистые конкреции в метаморфических толщах докембрия. — «Литология и полез. ископаемые», 1967, № 1, с. 122—129.

51. Головенко В. К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. — «Сов. геология», 1967, № 12, с. 40—53.

52. Головенко В. К. Особенности докембрийских кор выветривания. — В кн.: Мат-лы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969, с. 69—74.

53. Головенко В. К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Рус. платформы. Л., 1971, с. 206—220.

54. Головенко В. К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 43—56.

55. Головенко В. К. Об использовании химического состава сланцев для восстановления исходных глинистых отложений при изучении метаморфических толщ (ответ на замечание И. В. Кирилловой). — «Литология и полез. ископаемые», 1973, № 1, с. 133—137.

56. Головенко В. К. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия и условия их образования. — В кн.: Литология и осад. геология докембрия. М., 1973, с. 65—67.

57. Головенко В. К. Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Докембрийские горы выветривания. М., 1975, с. 16—27.

58. Головенко В. К. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., 1975, с. 157—166.

59. Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии северной части Байкальской горной области. М., «Недра», 1975. 144 с.

60. Головенко В. К., Пушкин Г. Ю. О находке докембрийских бокситов. — «Литология и полез. ископаемые», 1964, № 1, с. 114—116.

61. Головенко В. К., Салоп Л. И., Чумаков Н. М. Северная часть Байкальской горной области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 436—458.

62. Головенко В. К., Шалек Е. А. О геохимических особенностях докряворожской коры выветривания на базитах Саксаганского района. — В кн.: Докембр. коры выветривания (формирование докембр. пенепленов и кор выветривания, эпохи континент. литогенеза в докембрии). М., 1975, с. 47—52.

63. Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. «Наукова думка», 1971. 210 с.

64. Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959. 452 с.

65. Грубенманн У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Пер. с нем. Л.—М., Георазведиздат, 1933. 373 с.

66. Давиденко И. В., Макиевский С. И. Опыт применения математической статистики для выяснения протосостава метаморфических пород докембрия северо-востока Балтийского щита. — В кн.: Применение мат. методов в геол. исслед. Кольск. п-ова. Апатиты, 1969, с. 92—106.

67. Димитров Г. Х. Петрофизическая характеристика и генезис силлиманитсодержащих пород Среднего Побужья. — В кн.: Петрография докембрия Рус. платформы. Киев, 1970, с. 384—392.

68. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Метаморфизованная кора выветривания на амфиболитах кряворожской серии. — В кн.: Литология и осад. геология докембрия. М., 1973, с. 44—45.

69. Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — В кн.: МГК. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Петрограф. формации и проблемы петрогенезиса. М., 1964, с. 166—179.

70. Доморацкий Н. А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — Изв. Днепропетров. горн. ин-та», 1968, т. 46, с. 3—10.

71. Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. М., 1967, с. 169—176.

72. Другов С. И. Пурпольские дистеновые сланцы. — «Бюл. науч.-техн. информации», 1957, № 3 (8), с. 8—10.

73. Другов С. И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. — В кн.: Труды Междунедомств. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., 1958, с. 54—66.

74. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957. 490 с.

75. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во ЛГУ, 1960. 415 с.

76. Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 38, с. 49—85.

77. Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1974. 128 с.

78. Забияка А. И. Особенности литологии и метаморфизма терригенных отложений докембрийских ритмично-слоистых толщ Таймыра. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 4, с. 951—954.

79. Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. — «Труды Гипронислуда», 1954, вып. 1 (3), с. 4—72.

80. Заварицкий А. Н. Описательная петрография. Ч. 2. Осадочные породы. Л., 1926. 154 с.

81. Зайцева Н. В. Ленточные глины Белоруссии. Минск. «Наука и техника», 1969. 216 с.

82. Земятченский П. А. Глины СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. 359 с.

83. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966. 279 с.

84. Иванов А. И. Обоснование стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы», 1949, т. 24, вып. 5, с. 31—42.

85. Извеков Э. П. Задачи рудничной геологии при отработке месторождений КМА. — «Труды 2 совещ. по проблемам изучения Воронеж. антеклизы». Воронеж, 1966.
86. Извеков Э. П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии. — «Кора выветривания», 1968, вып. 10, с. 270—282.
87. Извеков Э. П., Шекин Ю. С. Мигматиты и породы нижнего отдела докембрия Коробковского месторождения КМА. — «Бюл. НТО комбината «КМАруда» и фил. Ин-та геол. наук АН СССР», 1960, с. 22—32.
88. Извеков Э. П., Шекин Ю. С. О коре выветривания архейских пород Старооскольского района КМА. — «Бюл. НТО при Горно-геол. станции АН СССР», 1962, № 1 (12), с. 12—16.
89. Искюль В. Состав глиняных материалов Часов-Ярского месторождения. — В кн.: Огнеупорные глины Часов-Ярского м-ния. М., 1929, с. 30—87.
90. Кебезинская К. Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метapelитов. — «Геология и геофизика», 1973, № 10, с. 49—56.
91. Кебезинская К. Б., Мельгунов С. В. Сопоставление химизма метapelитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — «Геология и геофизика», 1971, № 2 (134), с. 122—127.
92. Кебезинская К. Б., Хлестов В. В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней (на примере района среднего течения р. Б. Патом). — «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 21—25.
93. Кириченко Г. И. Енисейский кряж. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 331—348.
94. Кириченко Г. И. Енисейская складчатая система. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968, с. 175—185.
95. Кирсанов Н. В. Монтмориллонитовые глины Поволжья. — В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практ. значение. М., 1970, с. 228—232.
96. Кирсанов Н. В., Пихтин Н. Д. Верхненурлатское месторождение формовочных бентонитовых глин. — В кн.: Бентонит. глины Поволжья. Т. 1. 1966, с. 10—27.
97. Кондрачук В. Ю., Онищенко Р. И. О предпосылках выявления метаморфизованной переотложенной коры выветривания в составе пород Украинского докембрия. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. М., 1967, с. 129—130.
98. Копин Р. Бентониты Восточной Словакии. — В кн.: Бентонит. глины Чехословакии и Украины. Киев, 1966, с. 16—21.
99. Корякин А. С. Опыт изучения метаморфизованных докембрийских кор континентального выветривания на примере Центральной Карелии. — «Докл. АН СССР», 1966, № 1, с. 175—178.
100. Корякин А. С. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. М., 1967, с. 296—312.
101. Корякин А. С. О признаках первично-элювиального генезиса некоторых метаморфических пород Карелии. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия, вып. 3. М., 1971, с. 80—98.
102. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1954, вып. 153. 276 с.
103. Крамаренко В. П. Каолиновая кора выветривания гранитоидных пород Украинского щита. — В кн.: Каолин. м-ния и их генезис. М., 1968, с. 46—52. (МГК, 23 сессия. Докл. сов. геологов. Симпозиум 1).
104. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
105. Крашенинникова О. В. Литогенез рифейских отложений юго-запада Русской платформы. Киев, Изд-во АН УССР, 1962. 212 с.

106. Лападю-Арг П. О существовании и природе химического приноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблема образования гранитов. М., 1950, с. 51—107.

107. Ла Рош (де) Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории. — В кн.: 1 Междунар. геохим. конгресс. Т. 3, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 263—290.

108. Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 85. 164 с. Авт.: Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер, Т. П. Жаднова и др.

109. Лисицына Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. — «Литология и полез. ископаемые», 1967, № 5, с. 26—49.

110. Литология и осадочная геология докембрия (10 Всесоюзное литологическое совещание 16—19 апреля 1973 г.). Тезисы докладов. М., 1973. 400 с.

111. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева Л. И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 355—362.

112. Лунева О. И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова. — «Сов. геология», 1963, № 12, с. 68—88.

113. Лучицкий И. В., Юдинсон П. И. Распространение глин в СССР и в других странах. — В кн.: Райс Г. Глины, их значение, свойства и применение. Л., 1932, с. 415—515.

114. Мац В. Д., Бухаров Л. А. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 339—349.

115. Мерабишвили М. С. Бентонитовые глины. М., Госгеолтехиздат, 1962. 128 с.

116. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.

117. Мигдисов А. А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — «Геохимия», 1960, № 2, с. 149—163.

118. Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 58—60.

119. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Пер. с франц. Л., «Недра», 1968. 359 с.

120. Мирская Д. Д. Новые данные о породах лебяжинской свиты. — В кн.: Мат-лы по геологии и металлогении Кольск. п-ова. Апатиты, 1971, с. 31—35.

121. Момджи Г. С. Титан. — В кн.: Металлы в осад. толщах. Черные металлы. Цветные легкие металлы. М., 1964, с. 197—224.

122. Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. — «Сов. геология», 1963, № 7, с. 52—76.

123. Негруца В. З. Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 80—97.

124. Негруца В. З. Некоторые закономерности химизма метапесчаных пород Карелии. — «Литология и полез. ископаемые», 1974, № 1, с. 110—119.

125. Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. — «Литология и полез. ископаемые», 1965, № 6, с. 13—19.

126. Негруца Т. Ф. Докембрийские коры выветривания в карельских образованиях Северо-Восточной Карелии. — «Вестн. Ленингр. ун-та», 1971, № 24, с. 57—64.

127. Негруца Т. Ф., Негруца В. З. К геохимии среднепротерозойского литогенеза зоны сочленения карелид и беломорид. — «Вестн. Ленингр. ун-та», 1973, № 18, с. 15—27.

128. Неелов А. Н., Давыдов Г. В. Восстановление первичного состава парапород по их химизму. — В кн.: Геол. съемка м-ба 1 : 50 000 в областях развития метаморф. образований. Л., 1972, с. 237—242. (Метод. указания по геол. съемке м-ба 1 : 50 000. Вып. 4).

129. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, вып. 5, с. 77—108.

130. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнит. тектоники древних платформ. М., 1964, с. 7—14.

131. Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

132. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., 1963, с. 9—53.

133. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Недра», 1964, с. 92—104. (МГК. 22 сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4).

134. Перевалов О. В., Григоров Э. Н. Новые данные о соотношении верхнепротерозойских толщ Мамского слюдоносного и Ленского золотоносного районов. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 135, № 5, с. 1170—1173.

135. Перевалов О. В., Григоров Э. Н. Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя Ленского золотоносного и Мамского слюдоносного районов. — «Сов. геология», 1971, № 5, с. 38—50.

136. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972. 288 с.

137. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. — В кн.: Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 106—116.

138. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процесса регионального метаморфизма в условиях высоких давлений. — В кн.: 1 Междунар. геохим. конгресс. Т. 3. Кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 291—299.

139. Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971. 387 с.

140. Попов Ю. Г., Семейкина Л. К. Дорифейская кора выветривания гранитов западной окраины Патомского нагорья. — «Геология и геофизика», 1974, № 9, с. 46—53.

141. Портнов А. М., Жаднова Т. П. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 2, с. 124—127.

142. Потороченко А. Н., Наумова Е. М. О допурпольской коре выветривания Патомского нагорья. — В кн.: Палеогеогр. условия формирования м-ний полез. ископаемых на юге Сибир. платформы. Иркутск, 1971, с. 81—95.

143. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.

144. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., «Наука», 1967. 139 с.

145. Проблема сохранения и изменения состава осадочных пород при метаморфизме и масштабы миграции вещества. — В кн.: Литология и осад. геология докембрия. М., 1973, с. 168—171. Авт.: В. А. Глебовицкий, А. А. Савельев, Н. Д. Московченко, Л. А. Прияткина.

146. Проблема осадочной геологии докембрия. Под ред. А. В. Сидоренко. М., «Недра», 1966, вып. 1. 275 с. 1967, вып. 2. 335 с. 1971, вып. 3. 331 с.

147. Равич М. Г. Таймыр и Северная Земля. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. М., 1963, с. 152—169.

148. Равич М. Г., Погребницкий Ю. Е. Протерозой. Таймырская складчатая система. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968, с. 205—211.
149. Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1967, вып. 74. 115 с.
150. Райс Г. Глины, их залегание, свойства и применение. Пер. с англ. (Под ред. и с доп. статьей о глинах СССР В. И. Лучицкого и П. И. Юдина). Л., Госгеолтехиздат, 1932. 528 с.
151. Ратев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964. 288 с.
152. Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы. — «Сов. геология», 1970, № 7, с. 31—44.
153. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — «Геохимия», 1965, № 2, с. 131—158.
154. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 201—252.
155. Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. — «Геохимия», 1957, № 6, с. 449—469.
156. Румянцева Э. Ф., Воробьев И. В. О геохимических различиях шунтарской и удерейской свит рифей Енисейского кряжа (бассейн р. Большой Пит). — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 68—73.
157. Рухин Л. Б. Основы литологии. 2-е изд. Л., Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
158. Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. — В кн.: МГК. 21 сес. Стратиграфия и корреляция докембрия. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 106—127. (МГК. 21 сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9).
159. Салоп Л. И. Байкальская горная область. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Азиат. часть. М., 1963, с. 243—245.
160. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Л., «Недра», 1964. Т. 1. 515 с. 1967. Т. 2. 699 с.
161. Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. — В кн.: Геология докембрия. М., «Недра», 1964, с. 16—30. (МГК. 22 сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 10).
162. Салоп Л. И. Протерозой. Корреляция разрезов. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., 1968, с. 216—226.
163. Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Балт. щита и покрова Рус. платформы. 1971, с. 6—87.
164. Салоп Л. И., Травин Л. В., Шалек Е. А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Балтийского хребта (о положении анайской серии в разрезе докембрия Западного Прибайкалья). — В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибир. платформы и ее складч. обрамления. Л., 1974, с. 144—172.
165. Сендов А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования отложений майкопской свиты Азербайджана (с детальным исследованием глин). Баку, Изд-во АН АзССР, 1962. 282 с.
166. Семенов Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Киев, Изд-во АН УССР, 1948. 389 с.
167. Семенов Н. П. Изофизические и изохимические ряды как критерии для восстановления литогенеза метаморфических пород. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. М., 1967, с. 47—61.
168. Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М. — Л., «Наука», 1966. 124 с.
169. Семенович Н. И. Донные отложения Онежского озера. Л., «Наука», 1973. 104 с.

170. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 3—23.
171. Сидоренко А. В. Изучение докембрия — важнейшая задача современной геологии. — «Вестн. АН СССР», 1965, № 10, с. 10—15.
172. Сидоренко А. В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. — В кн.: Состояние и задачи сов. литологии. Т. 1. М., 1970, с. 148—158.
173. Сидоренко А. В., Лунева О. И. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова). — «Сов. геология», 1967, № 6, с. 26—47.
174. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд. во Львов. ун-та, 1949. 328 с.
175. Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. — В кн.: Проблемы осад. геологии докембрия. М., 1966, с. 176—185.
176. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — «Геол. журн.», 1970, т. 30, № 4, с. 144—153. Авт.: Ю. Б. Бабков, Д. С. Булаевский, А. Н. Козловская и др.
177. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 12—49.
178. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. Т. 2. 573 с.
179. Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. — «Литология и полез. ископаемые», 1963, № 2, с. 249—252.
180. Страхов Н. М. Еще раз о так называемой вулканической гипотезе бокситообразования. — «Литология и полез. ископаемые», 1964, № 4, с. 170—172.
181. Страхов Н. М. О программе и методике изучения геохимии элементов в осадочном цикле. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 9, с. 3—16.
182. Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы. — «Мат-лы по геологии и полез. ископаемым Иркутской обл.», 1961, вып. 1 (28), с. 7—39.
183. Тернер Ф. И., Ферхуген Д. ж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
184. Тесленко Г. И. Азкамарское месторождение бентонитов. — В кн.: Бентониты Узбекистана. Ташкент, 1963, с. 26—53.
185. Украинские бентониты (геология, минералогия, физико-химия и применение в народном хозяйстве). Киев, Изд-во АН СССР, 1958. 100 с. Авт.: Ф. Д. Овчаренко, К. Г. Кириченко, Д. Н. Коваленко, А. И. Растрененко.
186. Уран в древних конгломератах. М., Госатомиздат, 1963. 188 с. Авт.: А. И. Безгубов, Ю. И. Бывших, П. К. Дементьев и др.
187. Фациальные типы глинистых пород (их первичные литологические особенности). Л., «Недра», 1973. 288 с. Авт.: М. Ф. Видулова, Ю. К. Бурков, А. В. Македонов и др.
188. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др.
189. Федоров Е. Е. Некоторые особенности тектоники Кейвского синклиория (по данным комплексного использования аэрометодов). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 1, с. 185—188.
190. Фролов В. Г. О минералогическом составе глинистых пород средней юры Дагестана. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958, с. 649—657.
191. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 1—49.
192. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966. 259 с.
193. Харкер А. Метаморфизм. Пер. с англ. М., ОНТИ. 1937. 367 с.

194. Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулешко И. К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.
195. Хильтова В. Я., Шулешко И. К., Савельев А. А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород. — В кн.: I Междунар. геохим. конгресс. Т. 1, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 249—262.
196. Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 77, с. 35—61.
197. Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллоийской впадины. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М., 1959, с. 345—460.
198. Шоболов С. П. Геология, вещественный состав и важнейшие технологические свойства бентонитовых глин Огланлинского месторождения. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958, с. 229—243.
199. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154—250.
200. Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М., «Недра», 1968. 152 с.
201. Butler V. C. M. A chemical study of some rocks of the Moine series of Scotland. — «Quart. J. Geol. Soc. Lond.», 1965, vol. 121, pt. 2, № 482, p. 163—208.
202. Chinner G. A. Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. — «J. Petrol.», 1960, vol. 1, № 2, p. 178—217.
203. Chinner G. A. Chloritoid and the isochemical character of Barrow's zones. — «J. Petrol.», 1967, vol. 8, № 2, p. 268—282.
204. Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1967, vol. 31, № 11, p. 2135—2149.
205. Dunn J. A. Aluminous refractory materials: cyanite, sillimanite and corundum in Northern India. — «Geol. Surv. India. Mem.», 1929, vol. 52, pt. 2, 274+XXI.
206. Espenshade G. H., Potter D. B. Kyanite, sillimanite and andalusite deposits of the Southeastern states. — «Geol. Surv., Prof. pap.», 1960, № 336. 121 p.
207. Fuller A. O. A contribution to the petrology of the Witwatersrand system. — «Trans. Geol. Soc. South Africa», 1958, vol. 61, p. 19—50.
208. Furcron A. S., Teague K. H. Sillimanite and massive kyanite in Georgia. — «Georgia Geol. Surv. Bull.», 51, 1945. Ceramic Abs., vol. 24. 76 p.
209. Lapadu-Hargues P. Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophyllines. — «Bull. Soc. Géol. France», 1945, 5 ser., t. 15, fasc. 4—5—6, p. 255—310.
210. Lapadu-Hargues P. Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. — «Bull. Soc. Geol. France», 1949, ser. 5, t. 19, fasc. 1—3, p. 89—109.
211. Lapadu-Hargues P. A propos de l'échange d'éléments au cours du métamorphisme dans certaines séries cristallophyllines. — «C. r. Soc. Geol. France», 1950, № 3, p. 61.
212. Leake B. E. Composition of pelites from Connemara, Co Galway, Ireland. — «Geol. Mag.», 1958, vol. 95, № 4, p. 281—296.
213. Miyashiro A., Haramura H. Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. — In: Proc. Sympos. Tectonics. Bull. Indian Geophys. Union, 1966, № 3, p. 45—55.
214. Nanz R. H. Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites. — «J. Geol.», 1953, vol. 61, № 1, p. 51—64.

215. Pettijohn F. J., Bastron H. Chemical composition of argillites of the cobalt series (Precambrian) and the problem of sodarich sediments. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, vol. 7, № 5, p. 593—600.

216. Pienaar P. J. Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate. — «Geol. Surv. Canada», 1963, bull. 83. 140 p.

217. Roscoe S. M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian shield. — «Geol. Surv. Canada», 1969, pap. 68—40. 205 p.

218. Sabine P. A., Guppy E. M., Sergeant G. A. Geochemistry of sedimentary rocks. I. Petrography and Chemistry of arenaceous rocks. — Inst. Geol. Sci., 1969, Rep. 69/1. 68 p.

219. Shaw D. M. Geochemistry of pelitic rocks. Pt. 3. Major elements and general geochemistry. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1956, vol. 67, № 7, p. 919—934.

220. Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofenidic, early archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. — «Bull. Comm. Geol. Finlande», 1953, bull. 160. 64 p.

221. Snelling N. V. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. — «Geol. Mag.», 1957, vol. 94, № 4, p. 297—304.

222. Temperley B. N. Kyanite in Kenya. — «Mem. Geol. Surv. Kenya», 1953, № 1, p. 87.

223. Wiebols J. H. Notes on chloritoid in the Witwatersrand System. — «Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Afr.», 1961, vol. 64, p. 85—90.

224. Williamson D. H. Petrology of chloritoid and staurolite rocks. North of Stonehaven, Kincardineshire. — «Geol. Mag.», 1955, vol. 90, № 5, p. 353—361.

225. Young G. M. Petrochemistry of early proterozoic (Huronian) Gowgand tillites and argillites, Ontario, Canada (abs.). Spec. Pap. — «Geol. Soc. Amer.», 1968, № 115, p. 245—246.

226. Young G. M. Sedimentary structures in Huronian rocks of Ontario. — «Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.», 1968, vol. 4, № 2, p. 125—153.

227. Young G. M. An extensive early Proterozoic glaciation in North America? — «Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.», 1970, vol. 7, № 2, p. 85—101.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ I

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава 1. Сохранность химического состава глинистых отложений в процессе регионального метаморфизма	7
Глава 2. К методике изучения химического состава осадочно-метаморфических пород	14
Глава 3. Принципы выделения высокоглиноземистых пород и формаций в метаморфических толщах докембрия	42

ЧАСТЬ II

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ПЕРВИЧНО ГЛИНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Глава 4. Байкальская горная область	48
Тепторгинская серия	49
Анайская свита	62
Джалагунская свита	73
Патомская серия	82
Глава 5. Западный Таймыр	88
Глава 6. Енисейский кряж	93
Глава 7. Южный Урал	110
Глава 8. Кольский полуостров	123
Глава 9. Карелия	146
Ятулий	—
Ладожская серия	157
Глава 10. Украина и Курская магнитная аномалия	160
Тетерево-бугская серия (свита)	—
Криворожская серия	167
Овручская серия	174
Курская серия Курской магнитной аномалии	180
Глава 11. Зарубежные страны	186
Шотландия	—
Ирландия	194
Южная Африка	198
Канада	204

ЧАСТЬ III
ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава 12. Литолого-геохимические особенности	209
Глава 13. Взаимоотношения с подстилающими комплексами (древние коры химического выветривания)	218
Глава 14. Условия образования	227
Глава 15. Полезные ископаемые	232
Глава 16. Стратиграфическое значение	237
Заключение	244
Список литературы	256

ИБ № 1499

ВИКТОР КИРИЛЛОВИЧ ГОЛОВЕНОК

**ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ**

Редактор издательства **М. И. Федотова**
Переплет художника **Ю. И. Прошлецова**
Технический редактор **Н. П. Старостина**
Корректор **М. И. Витис**

Сдано в набор 7/X 1976 г. Подписано в печать 2/VI 1977 г. М-24991.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Печ. л. 16^{3/4}. Уч.-изд. л. 17,63.
Тираж 900 экз. Заказ 2326/1138. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.

Типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград, Литейный пр., 55.

2p. 50c.

2233