РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Я. Э. ЮДОВИЧ, М. П. КЕТРИС

ОСНОВЫ ЛИТОХИМИИ

Ответственный редактор
д-р геол.-минер. наук,
проф. Л. В. МАХЛАЕВ

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
«НАУКА»
2000

Lithology.ru

УДК 550.4
ББК 26.31
Ю 16

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с. 102 ил.

ISBN 5-02-024897-5

Литохимия – раздел геохимии осадочных пород. Предметом литохимии является распределение породообразующих химических элементов. На основе разработки банка данных, насчитывающего около 35 тыс. тщательно выверенных силикатных анализов, излагаются теоретические основы литохимии, формулируются ее главные эмпирические закономерности, показываются примеры решения актуальных глобальных проблем литохимии, даются практические рекомендации по компьютерной обработке аналитических данных, намечается область перспективных исследований.

Книга будет необходима специалистам, имеющим дело с геохимией и рудогенезом осадочных горных пород и их аналогов.

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук, проф. В. Н. ШВАНОВ,

д-р геол.-мин. наук, проф. В. Т. ФРОЛОВ,

д-р геол.-мин. наук, проф. Ю. А. ТКАЧЕВ

ТП-99-II-№ 182
ISBN 5-02-024897-5

© Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, 2000
© Издательство «Наука», 2000

275-летию Российской академии наук посвящается

ПРЕДИСЛОВИЕ

Термин «литохимия» так же правомерен, как и термин «петрохимия», поскольку греческие слова «петра» и «литос» означают одно и то же – «камень». Однако геологическая традиция относит «камни» (т. е. горные породы), порожденные эндогенными высокотемпературными процессами, к *петрологии*, а «камни», рожденные близ поверхности Земли, к *литологии*. По свидетельству Н. М. Страхова [250], такое разделение наук обозначилось в 1916–1922 гг., когда в университетах начали читать самостоятельные курсы петрографии осадочных пород, а впоследствии и курсы литологии (которую на Западе называют *седиментологией*).

Следуя этой традиции, ***мы называем литохимией (по аналогии с петрохимией) ту часть геохимии, которая трактует вопросы валового химического состава осадочных горных пород и их аналогов.***[1] Будучи сестрой (возможно, незаконнорожденной!) петрохимии, литохимия занимает в геологических науках такое же пограничное положение — между литологией и геохимией.

Предметом литохимии является распределение породообразующих химических компонентов осадочных горных пород и их аналогов. Как известно, такие компоненты определяются в полном силикатном анализе: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, CO_2, H_2O, S и п. п. п. (потери при прокаливании). Иногда к этому списку добавляются еще Cl, F, B, Ba и некоторые другие, более редкие компоненты.

За четверть века с начала систематических литохимических исследований (примерно с 1975 г.) нами было собрано (с тщательной проверкой аналитических сумм и отбраковкой некачественных анализов) более 30 тыс. силикатных анализов. В это число входят и несколько тысяч наших анализов, делавшихся в течение 30 лет (1967–1997 гг.) в ходе выполнения региональных научных тем Института геологии Коми НЦ УрО РАН (ранее – Коми филиала АН СССР). В качестве *самостоятельной научной темы* литохимические исследования оформились в Институте геологии

[1] Аналогами осадочных пород, в соответствии с новейшей «Систематикой...» [238], будем называть современные неконсолидированные осадки и параметаморфиты.

только в 1994 г., а до этого они как бы созревали в недрах регионально-геохимических исследований.

Быстрое развитие физических методов анализа вещества привело к тому, что уже в 60-е годы в СССР (а на Западе – десятилетием раньше) силикатный анализ осадочной породы стал доступен любому геологу: он стал рядовым методом, применяемым в геологической съемке не только крупного, но и среднего масштаба. Именно в это время в практике регионально-геохимических исследований Печорского Урала [295] стали широко применяться методы петрохимического анализа осадочных пород, что потребовало удобной в работе и корректной с формально-логических позиций *химической классификации осадочных пород*.

Первый вариант такой классификации был опубликован в 1986 г. [302]. К этому времени классификация уже прошла довольно значительную практическую проверку на материале палеозойских толщ Елецкой (палеошельфовой) структурно-формационной зоны Севера Урала. В дальнейшем границы отдельных таксонов несколько изменялись, а терминология уточнялась и совершенствовалась. Однако эти изменения не были принципиальными: классификация оказалась вполне жизнеспособной. Это обстоятельство послужило для нас «внутренним критерием истины» и побудило к более широкому применению литохимической методики для обработки не только региональных, но и глобальных данных.

Первым, по общему мнению, вполне удачным опытом такой обработки была монография «Геохимия черных сланцев» [300], где валовый состав всех черных сланцев мира (включая и их метаморфические эквиваленты) впервые был рассмотрен на единой методической основе – в терминах и границах химической классификации. Такой подход позволил корректно сравнивать между собой химический состав черных сланцев Земли в диапазоне геологического возраста от катархея до голоцена. При этом практика показала, что химические таксоны не имеют полноценной «минералогической» замены. Далее мы увидим, что таксоны, выдаваемые за минералогические [261], на самом деле остаются химическими.

В 1977–1985 гг. литохимические исследования стали уже важной составной частью регионально-геохимических работ в рамках научных тем: «Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности» (1977–1981 гг.) и «Осадочные формации Лемвинской зоны Севера Урала и перспективы их рудоносности» (1982–1985 гг.). В этих исследованиях одной из главных проблем оказалась петрохимическая диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах, порожденной как наземными эксплозиями (толщи карбона), так и подводными эксгаляциями (характерны для марганценосных верхнедевонских толщ).

Результаты петрохимической диагностики вулканогенного материала [71, 74, 206, 297] вызвали значительный интерес геологов, о чем можно судить по «резонансу» в литературе [62–67, 108, 114, 118, 119, 170, 190–192, 237, 256]. В частности, была подтверждена эффективность использования *модульных диаграмм*, т. е. графиков, координатами которых служат предложенные нами (и нашими предшественниками) отношения оксидов – петрохимические модули.

В 1986–1993 гг. литохимическая проблематика подверглась дальнейшей разработке в рамках научной темы «Геохимия черносланцевых формаций Севера Урала и Тимана» – на материале древних метаморфических толщ Полярного, Приполярного Урала и Тимана.[2] Здесь мы столкнулись не только с традиционной проблемой диагностики первичного (дометаморфического) субстрата метаморфитов [75, 111, 177, 310, 315], но и с необходимостью выявления феномена *аллохимического метаморфизма*, который может сильно ос-

[2] Работа по Тиману выполнялась нашей аспиранткой Л. И. Опаренковой.

ложнять диагностику субстрата. Неожиданно обнаружилось, что среди метаморфических толщ Приполярного Урала широким распространением пользуются щелочные метасоматиты – породы, контрастно обогащенные калием или натрием [309].

Наконец, в 1994–1998 гг., как уже сказано, литохимическая тематика впервые становится приоритетной и разрабатывается в двух блоках: глобальном и региональном.

В региональном блоке на первый план неожиданно выдвинулась старая проблема *диагностики конвергентных гидролизатов*, в свое время остро поставленная в замечательной книге В. Н. Разумовой [220]. Суть проблемы заключается в значительном сходстве продуктов выщелачивания и гидролиза двух разных генетических типов – экзогенного (метаморфизованные коры выветривания) и эндогенного (гидротермально-метасоматические образования – аргиллизиты и вторичные кварциты).

На Приполярном Урале в зоне межформационного контакта «уралиды / доуралиды» горные породы-гидролизаты имеют вид различных метаморфических сланцев: серицитовых, парагонитовых, пирофиллитовых, хлоритоидных, гематитовых и диаспоровых. Однако генезис гидролизатов не ясен вследствие конвергенции: они могут быть и метаморфизованными образованиями древней (кембрийской) коры выветривания по субстрату комплекса доуралид, и различными палеозойскими метасоматитами. Чрезвычайную актуальность этой «академической» проблеме придает то, что именно к зоне межформационного контакта приурочены все открытые здесь в последние годы проявления золота, палладия, алмазов, редких и редкоземельных элементов, марганца, метаморфизованных бокситов и железных руд [111, 186—188]. Первостепенную роль в решении проблемы генезиса металлоносных гидролизатов должны сыграть методы литохимии [111, 304, 308].

Итак, к настоящему времени литохимическая проблематика нашла отражение уже в целой серии наших работ: брошюрах-препринтах [178, 301, 302], статьях [71, 130, 132, 206, 288, 298, 299, 301, 304, 308–310, 312, 315, 317] и монографиях [74, 111, 295, 297, 300]. Широкий интерес геологов к литохимии (например, [114, 192 и др.]) побудил нас в 1997 г. провести в г. Сыктывкаре Всероссийскую школу по литохимии.

Таким образом, назрела необходимость обобщения всего сделанного в теории и практике литохимии, чему и посвящена данная книга. В ней излагаются общетеоретические основы литохимии (ч. 1) и сжато освещаются некоторые ее глобальные проблемы (ч. 2). Более детальной разработке этих и других проблем мы предполагаем посвятить специальные труды [301, с. 22–25].

Предлагаемая книга может заинтересовать две категории читателей. Для одних (например, геохимиков) важными покажутся, вероятно, только теоретические вопросы и обобщения, а фактический материал может представиться излишним и даже затрудняющим чтение. Для других же (например, литологов) интересными могут оказаться именно конкретные примеры интерпретации весьма обильного фактического материала. Чтобы удовлетворить интересы

тех и других читателей, часть текста напечатана *мелким шрифтом*: первые его могут пропустить при чтении без ущерба для понимания, тогда как вторые, напротив, именно в этих фрагментах могут обнаружить полезные для себя сведения.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Act	– актинолит	Hsl	– гидрослюда
Anat	– анатаз	Mont	– монтмориллонит
Bt	– биотит	Ser	– серицит
Chl	– хлорит	Shm	– шамозит
Hem	– гематит	Qu	– кварц

ВВЕДЕНИЕ

ИЗ ИСТОРИИ ЛИТОХИМИИ: ХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Толчком к развитию литохимии в 60-е годы XX в. послужили интенсивные исследования в области реконструкции первичного (дометаморфического) субстрата метаморфических пород [183, 184, 211, 212, 222, 223, 246, 352]. Эти работы стимулировали изучение химического состава и неметаморфизованных осадочных пород. Дело в том, что для целей реконструкции геологам-метаморфистам понадобились некие эталоны – химические составы основных литотипов. И сразу же выяснилось, что с момента появления первой сводки Ф. Кларка геохимия породообразующих компонентов осадочных пород очень слабо продвинулась вперед: надежных данных оказалось на удивление мало. Кроме того, и среди неметаморфизованных осадочных пород имеется немало таких, правильный диагноз которых без химического анализа весьма затруднен. Таковы, например, очень многие «черные сланцы», криптозернистые фосфатные породы и т. п. Таким образом, уже к концу 60-х годов стало ясным, что и в области классической литологии химический анализ является важным, а нередко – и решающим инструментом в руках геолога.

Однако обработка данных химического анализа требует использования каких-то классификационных сеток. Получив, например, анализ песчаника, в котором содержится 66 % SiO_2, 11 % Al_2O_3 и 3 % K_2O, геолог должен его *интерпретировать* путем сравнения с известными эталонами. Для этого требуется *химическая классификация*, которая может и не совпадать (или совпадать частично) с традиционной литологической систематикой.

Химические классификации появились уже в работах классиков геохимии; в дальнейшем над ними работали геохимики, петрологи и литологи [302, с. 4–7]. Эти классификации можно подразделить на полные (классифицируется вся совокупность осадочных пород) и неполные (классифицируется только часть совокупности).

Классификация В. М. Гольдшмидта. По преобладанию породообразующих элементов выделялись пять групп осадочных пород: 1) кремнистые (точнее – кремнеземистые!) – Si; 2) глинистые – Al,

Si, K; 3) железистые – Fe; 4) карбонатные Ca, (Mg); 5) эвапоритовые – (Ca), Na, (K, Mg).

Классификация финских геохимиков К. Ранкамы и Т. Сахамы. Отличается от взятой за основу классификации Гольдшмидта только тем, что добавлена еще одна группа – углеродистых «черных сланцев», часто обогащенных пиритом, иногда также с повышенным содержанием марганца.[1]

Классификация Б. Мейсона. Она положена в основу обширной компиляции 2842 химических анализов осадочных пород, выполненных Геологической службой США по территориям Западных штатов: Колорадо, Канзас, Монтана, Небраска, Южная и Северная Дакота и Вайоминг [333]. Основанием классификации являются четыре признака, из которых три первых – *нормативные*: 1) глина – $R_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot nH_2O$; 2) свободный SiO_2; 3) карбонаты ($CaCO_3$+ + $MgCO_3$); 4) все остальные компоненты.

По количеству первых трех нормативных компонентов породы разделяются на три крупные категории: а) нормальные (более 90 %), б) смешанные (90–50 %) и в) специализированные (менее 50 %). Подчеркивается условность границы «специализированных» пород, которые часто попадают в категорию смешанных. Нормальные породы дополнительно подразделяются на треугольном графике, где содержания более 75 % каждого компонента отвечают группам глинистых, кремнистых и карбонатных пород, а три поля в середине треугольника – трем группам таких смешанных пород, в которых два компонента превосходят по содержанию третий, но не достигают 75 %.

Таким образом, преобладающие в стратисфере «нормальные» породы разделены на 6 групп. Кроме того, в группе карбонатов выделены две подгруппы по содержанию 90 % нормативного карбоната.

«Специализированная» категория включает в себя все осадочные руды. По преобладанию ведущих компонентов она разделена на 8 групп.

H-группа (глиноземистые породы) со значением модуля (в вес. %) SiO_2/Al_2O_3 от 3.00 до 0.00, с более дробным разделением на три подгруппы:

$H_к$ (каолинитовые глины) – 3.00–1.766; $H_а$ (высокоглиноземистые глины) – 1.768–0.371; H_b (бокситы и бокситовые глины) – 0.371–0.000.

A-группа (каменная соль) – более 50 % NaCl.

G-группа (гипсы) – более 50 % гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ или ангидрита $CaSO_4$.

S-группа (сульфатные, сульфатно-карбонатные и селитряные породы) – более 50 % солей Na и Mg.

P-группа (фосфориты) – более 21.1 % P_2O_5, что соответствует 50 % фторапатита $9CaO \cdot 3P_2O_5 \cdot CaF_2$.

---

[1] На самом деле, марганценосными могут быть черные сланцы только с заметной карбонатностью [300, с. 208; 303, с. 263].

Fe-группа (железистые породы) – более 50 % Fe_2O_3 или FeO.

Mn-группа (марганцовистые породы) – более 50 % MnO.

M-группа (смешанные) – это те из «специализированных» пород, в которых ни один из «специальных» компонентов не достигает 50 %.[2]

Классификация Б. Мейсона привлекает тем, что заостряет внимание на осадочных рудах, т. е. *на седиментитах контрастного состава* – резко обогащенных одним компонентом. Как известно, наличие таких образований является спецификой именно стратисферы – порождения биосферы Земли [51].

Вместе с тем не видно логики в том, что одни контрастные породы, такие как карбонатные или кремнистые (содержащие, например, больше 90 % $CaCO_3$ или SiO_2), попали в одну группу, а другие, не менее контрастные (с MnO, Al_2O_3, Fe_2O_3), – в другую, только потому, что последние меньше распространены. Это значит, что *в неявном виде* в классификации использовано еще одно основание – относительная распространенность осадочных пород. Конечно, такой прагматичный подход не лишен удобства, но едва ли правилен. Заметим также, что других примеров использования классификации Б. Мейсона, кроме как в сводке Т. Хилла и других более чем тридцатилетней давности [333], – мы не знаем. Это может косвенно указать на то, что классификация не прижилась, оставшись «предметом одноразового пользования».[3]

Классификация Х. Деляроша и М. Рубо. Построена на двух параметрах, в которых использованы содержания только трех компонентов: (Al/3 – K) и (Al/3 – Na). На графике с такими координатами нанесены точки составов как осадочных, так и вулканических пород, образующие поля с весьма неопределенными границами. Нет ничего удивительного в том, что эта классификация не получила широкого распространения.

Классификация А. А. Маракушева [168]. Также *построена на* двух параметрах с использованием трех компонентов, но вместо алюминия использованы SiO_2 и $(Na_2O + K_2O)$. Как известно, оба параметра являются базовыми для петрологии, так как отражают

---

[2] Хорошим примером таких пород могут служить фосфатоносные черные сланцы пермской формации Фосфория, состоящие из трех «нормальных» (кремнистого, карбонатного, глинистого) и двух «специализированных» (фосфатного и углеродистого) компонентов [300, с.111].

[3] Такова судьба многих безупречно логичных классификаций, которые тем не менее могут напрочь отторгаться практикой. Например, предложенная нами классификация конкреций [287], насколько нам известно, никогда и никем не использовалась. Из нее в научную литературу проник только один термин – *конкрецоиды* (например, [153]). Причины принятия или отторжения классификационных новаций совершенно иррациональны – как и любых новаций в языке. Например, как указывал Корней Чуковский («Живой как жизнь» – М.: Молодая гвардия, 1962) в 20-х годах в молодежном жаргоне появились три слова: *раздевалка* (вместо «раздевальня»), *столовка* (вместо «столовая») и *читалка* (вместо «читальня»). Первое слово прочно вошло в литературный язык (сейчас никому не придет в голову произнести или написать «раздевальня»), а два других были отторгнуты, так и оставшись жаргонными. Причины этого никто объяснить не может.

два фундаментальных признака горных пород – кремнекислотность и щелочность. Классификация предназначена для систематики изверженных и метаморфических пород. Поскольку среди вторых много первично-осадочных, в принципе классификация могла бы использоваться и для осадочных пород. Все же думается, что не следует использовать содержание SiO_2 без нормировки; предпочтительнее было бы применять нормированную величину типа алюмокремниевого, фемического или гидролизатного модулей.[4] Сохраняя значение кремнекислотности, такие модули позволяют учитывать содержания других важных компонентов осадочной породы.

Классификация А. Симонена [352]. Предназначалась для диагностики первичного субстрата метаморфических пород. Она представляет собой график, на который нанесены точки составов метаморфических пород свекофеннского комплекса Юго-Западной Финляндии. По осям графика отложены два параметра (не имеющие специального названия) – простой (ось абсцисс) и сложный (ось ординат): *простой параметр* – числовая характеристика Ниггли S; *сложный параметр* – комбинация чисел Ниггли : (al – fm) – (c + alk).[5] На диаграмме в этих координатах были выделены поля первичных составов метаморфических пород: карбонатных (I), вулканогенных (II), глинистых (III) и песчаных (IV).

Работа А. Симонена имела важное значение, причем не столько научное, сколько «психологическое»: она показала, что диагностика первичного субстрата метаморфитов вполне возможна, если подобрать такие петрохимические параметры, которые отражали бы сущность процессов осадочной дифференциации вещества. Так, примеру своего коллеги последовал Э. Пелтола, который в работе по черным сланцам района Оутокумпу (о составе этих пород см.: [300, с. 42]) применил диаграмму А. Симонена, но вместо (al – fm) использовал только fm [347]. По мнению А. А. Предовского, эта новация исправляет «некоторые недостатки методики А. Симонена» [211, с. 8].

Классификация А. А. Предовского. Также предназначена для диагностики первичного субстрата метаморфических пород. Ее автор был вдохновлен успехом А. Симонена, считая, что *«диаграмма А. Симонена обладает определенной степенью разрешения, обусловленной целенаправленным выбором параметров, отражающих в известной мере существо осадочной дифференциации. В то же время объединение параметров al и fm ... приводит к значительному перекрытию полей осадков и изверженных пород... и, следовательно, к неопределенности в интерпретации химического состава в этой зоне»* [211, с. 8].

---

[4] Об этих модулях см. в гл. 3.

[5] Напомним читателю, что «числа» П. Ниггли представляют собою некоторые функции молекулярных количеств компонентов, а именно: $al = Al_2O_3 \cdot 100/\Sigma$; $fm = \{(FeO' + MgO + MnO)/\Sigma\} \cdot 100$; $FeO' = Fe_2O_3 + FeO$; $c = CaO \cdot 100/\Sigma$; $alk = \{[0.5 \cdot (Na_2O + K_2O)] \cdot 100\}/\Sigma$; $S = SiO_2 \cdot 100/\Sigma$; $\Sigma = Al_2O_3 + 2Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + CaO + Na_2O + K_2O$.

Классификация А. А. Предовского строится на трех петрохимических модулях, для вычисления которых (как и у А. Симонена) требуется предварительный перевод весовых процентов в молекулярные количества: ***F*** (фемичность) = $(FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2$; ***A*** (частная глиноземистость) = $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO^*)$; ***K*** (*«соотношение щелочей»*) = $K_2O - Na_2O$, где CaO^* означает молекулярное количество извести, уменьшенное на величину CaO = $= CO_2$. Таким образом, величина CaO^* выражает «некарбонатный» CaO. Параметр ***F*** напоминает величину fm у П.Ниггли (такой же числитель), отличаясь нормировкой: при вычислении fm нормировка производится по сумме всех компонентов без SiO_2, а при вычислении ***F*** – наоборот, только по SiO_2.

Каждый состав изображается на графике одновременно двумя точками: слева в координатах ***K–F***, справа – в координатах ***A–F***. На основании сводки значительного числа анализов на этих графиках оконтурены поля типичных составов, что и позволяет использовать диаграмму для диагностических целей.

Был период (70–80-е годы), когда диаграмма А. А. Предовского, несмотря на ее очевидные изъяны, была весьма популярной. Теперь эта популярность сильно убавилась: дело в том, что для диаграммы А. А. Предовского (как и для диаграммы его предшественника А. Симонена!) характерно сильное перекрывание полей. Так, касаясь диагностических возможностей правого поля графика (*A–F*), ленинградский литолог В. Н. Шванов писал: «*непреодолимые трудности возникают при попытках отделить по химическому составу полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые песчаники, слюдистые песчаники и туфовые породы кислого состава от кислых и средних магматических пород: гранитов, плагиогранитов, диоритов и их эффузивных аналогов, поскольку поля последних полностью перекрывают поля соответствующих песчаных пород*» [276, с. 133–134].

Такая ситуация, с одной стороны, конечно, объективно отражает большое сходство указанных В. Н. Швановым составов, но с другой – обязана и не совсем удачной конструкции параметров.

Во-первых, превосходное изобретение А. А. Предовского – параметр ***F*** *не универсален. Он хорош только для пород петрогенных и пирогенных,* таких как базитовые туфы и вулканомиктовые граувакки с обилием гидрослюдисто-хлоритового матрикса, и для основных туффоидов с высокой фемичностью. В остальных же случаях (весьма многочисленных) сказывается отсутствие в параметре глинозема.

Во-вторых, попытка отразить щелочность и глиноземистость пород через разности, а не через отношения, порочна в принципе. Она уводит нас от нормированных значений к некоторому *числу атомов*, информативность которого нередко весьма сомнительна. Например, мы получим одинаковую величину ***K*** и при K_2O = 3 %, Na_2O = 1 % (***K*** = 64 – 32 = 32) и при K_2O = 6 %, Na_2O = 3 % (***K*** = = 128 – 96 = 32). В обоих случаях атомных единиц калия на

32 больше, чем атомных единиц натрия. Но ведь составы этих пород совершенно различны! Первый может отвечать какому-то нормальному пелитоиду (глинистой породе). Второй же является экзотическим хемотипом – *алкалитом* – и может отвечать щелочному туфу или даже щелочному метасоматиту. При этом вполне возможно, что и по параметру F породы не обнаружат особых различий, что и приведет к попаданию фигуративных точек на графике K–F в близкую область.

В-третьих (и это свойственно всем другим классификациям с CaO в качестве параметра), всякая попытка построения параметров с включением в них CaO неизбежно требует элементов *нормативного пересчета*. В параметре A («частная глиноземистость») приходится вычислять некарбонатный CaO*. Однако в породах с доломитом, магнезитом, анкеритом, сидеритом пришлось бы, следуя такой логике, вычислять и величины MgO*, FeO*, но этого не делается (и правильно). **Ниже мы увидим, что CaO как важнейший гидрогенный компонент осадочных пород просто противопоказан их химической классификации.** Она должна строиться так, чтобы, сразу отделив «овец от козлищ», т. е. карбонатные породы ($CO_2 > 20$ %) от некарбонатных, оперировать с компонентами, в число которых CaO не входит. Эта же установка (в более слабой форме) касается и MgO.[6]

Классификация А. Н. Неелова [183]. Предназначена, как и у А. А. Предовского, для диагностики первичной природы метаморфических пород – как первично-осадочных, так и вулканогенных. Она строится на девяти параметрах, представляющих собой функции от содержаний компонентов, выраженных в молекулярных количествах: $s = SiO_2/\Sigma$, $a = Al_2O_3/SiO_2$, $b = FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO$, $m = MgO/(MgO + CaO)$, $f = (FeO + Fe_2O_3)/b$, $t = TiO_2/Al_2O_3$, $n = K_2O + Na_2O$, $k = K_2O/n$, $c = (2CO_2/\Sigma)\cdot 100$ %, где Σ – сумма всех компонентов.

Основными классификационными параметрами являются a (7 надгрупп и 11 групп) и b (по пять подгрупп в каждой группе). В координатах a–b оконтуриваются поля составов, а значения параметров n, k, m показываются с помощью специальных геометрических построений (как в системе А. Н. Заварицкого). При этом параметр n (общая щелочность) используется для выделения четырех классов, а параметр k (калиевость) – для выделения семи семейств.

Классификация и график А. Н. Неелова еще более популярны, чем у А. А. Предовского. Особенно часто они использовались в

---

[6] Отметим еще забавное недоразумение, связанное с самим построением диаграммы А. А. Предовского: оно иллюстрирует давний тезис В. В. Белоусова о принципиальной «несовместимости» геологии с математикой. Дело в том, что вследствие большой дисперсии параметров для них использована *логарифмическая шкала* (0.001–0.01–0.1–1.0 и т. д.). Однако внутри логарифмических интервалов шкала разделена на равные интервалы (1–2–3 и т. д.)... Эта грубая ошибка (как, очевидно, – влияющая на положение контуров полей) не была замечена никем из последователей А. А. Предовского и воспроизведена во множестве публикаций!

работах петербургских геологов (например, А. В. Сочавы и ряда других). Важно, что сам автор (как и А. А. Предовский) с успехом использовал свою классификацию при обработке огромного количества анализов метаморфических пород [184].

К достоинствам графика А. Н. Неелова относится удачный выбор параметров. Так, алюмокремниевый модуль ***a***, хотя и грубо, но все же отражает глинистость обломочных пород, что позволило А. Н. Неелову выделить на своей диаграмме поля песчаников, алевролитов и пелитов, границы которых в основном совпадают с литологическими. Не вызывает сомнения фундаментальный характер параметров с щелочами (***n*** и ***k***), традиционно используемых в петрологии. Они явно лучше параметра ***K*** у А. А. Предовского. Несомненной заслугой А. Н. Неелова является использование такого информативного параметра, как титановый модуль (*t*), к сожалению в «нечитаемой» (нетрадиционной) форме молекулярных отношений.[7]

Наконец, А. Н. Неелов, хотя и продолжает использовать традиционные литотипы, делает попытку построения настоящей химической классификации – с введением соответствующей терминклатуры («сиаллиты» и др.). Однако эта попытка половинчатая; принципиальный вопрос о соотношении *хемотипов* (таксонов химической классификации) с *литотипами* (таксонами литологической классификации) ни А. Н. Нееловым, ни другими литологами или петрологами никогда не ставился. Наоборот, возможность построения самостоятельной химической классификации решительно отвергалась выдающимся петрологом А. Н. Заварицким [106], а в наши дни – ведущими отечественными литологами – В. Т. Фроловым [262] и В. Н. Швановым [276].

Рассмотренные классификации были *полными* – они претендовали на систематику всей совокупности осадочных и/или осадочно-метаморфических пород. *Неполные* классификации используют химический состав лишь для некоторых типов осадочных пород.

Из них наиболее важна ***классификация Л. В. Пустовалова***, на которой было воспитано целое поколение советских литологов. В основу классификации Л. В. Пустовалов положил миграционную способность вещества осадочных пород, *«так как только на основании этого принципа можно расположить все осадочные породы в преемственный классификационный ряд, отражающий их „родство" (парагенезис)»* [216, с. 100].

---

[7] Вообще использование молекулярных отношений вместо простых весовых процентов – это просто пережиток «романтики атомного века», когда казалось, что использование *числа атомов* вместо их *массы* дает нам новое знание. На самом же деле, это мираж: атомные (или молекулярные) количества *функционально связаны* с весовыми процентами и по этой причине ничуть не лучше первых. Не случайно в петрохимии совершенно вышла из употребления сложная систематика А. Н. Заварицкого и ей подобные, вытесненные простыми бинарными диаграммами, где координатами служат весовые проценты компонентов или их отношений-модулей (например, K_2O–TiO_2 и т. п.).

Отсюда вытекают и ***два разных основания классификации.*** *«Показателем миграционной способности минеральных обломков прежде всего является их величина. Поэтому в качестве основного классификационного признака для класса кластогенных пород должна быть избрана величина составляющих их обломков; все остальные признаки являются для этого класса подчиненными. Показателем миграционной способности хемогенных компонентов является их химический состав. Поэтому основным классификационным признаком для класса хемогенных пород должен явиться их химический состав»* (там же).

Как видим, у Л. В. Пустовалова [216] классифицированию предшествуют генетические построения: прежде чем классифицировать, мы должны отнести породу к кластогенной или хемогенной. Среди «продуктов химической дифференциации» Л. В. Пустовалов выделял *ферролиты, манганолиты, баролиты, купролиты, силиколиты, фосфоролиты, феррисиликалиты, сульфидолиты, кальцитолиты, доломитолиты, целестинолиты, фторолиты, сульфатолиты, галолиты, аквалиты, сиаллиты, аллиты* и *каустобиолиты.*[8]

Как видим, термины Л. В. Пустовалова построены по-разному. Одни из них образованы прибавлением суффикса *«лит»* к названию химического *элемента* (фосфоролиты, фторолиты, аллиты), другие – к названию *минерала* (кальцитолиты, целестинолиты), а третьи – к названию *оксида* (силиколиты), в чем можно усмотреть некоторую непоследовательность. Отчасти непоследователен и В. Т. Фролов, оставив за фосфатными породами название «фосфориты», а железистые отчего-то назвав «феррито(?)литы» (логичнее, конечно, «ферролиты» или, еще лучше, – «Fe-оксидолиты», используя термин из новейшей классификации петербургских и московских литологов [238]).

В отличие от Л. В. Пустовалова зарубежные геохимики Б. Мур и У. Деннен предложили химическую классификацию не для биохемогенных, а для терригенных пород. На треугольнике атомных количеств Si, Al и Fe они выделили семейства ортокварцитов, песчаников, субграувакк, граувакк и сланцев [344]. О достоинствах этой классификации судить трудно, поскольку нам неизвестны примеры ее применения.

Классификация М. П. Кетрис, также предложенная для терригенных пород, была попыткой усовершенствовать график А. А. Предовского путем своеобразной «гибридизации» его с графиком А. Н. Неелова – замены параметра ***F*** на параметр ***a*** (Al_2O_3/SiO_2). Однако и на графике в координатах ***a–K*** было обнаружено сильное перекрытие составов глинистых пород [132].

---

[8] Заметим, что первая попытка реанимации совершенно забытых терминов Л. В. Пустовалова была сделана нами в 1986 г. [302] для названия ряда таксонов нашей химической классификации, а затем многие из этих терминов были использованы В. Т. Фроловым в его фундаментальной «Литологии» [261].

Таблица 1

Классы осадочных пород по Ю. П. Казанскому, 1987 г. [194, с. 22]

Класс	Состав
Аллитный, или глиноземный	Гиббсит, бемит, диаспор, корунд
Силицитный, или кремнистый	Опал, кристобалит, халцедон, кварц и др.
Железоокисный	Гидрогетит, гетит, гематит, магнетит
Марганцевоокисный	Пиролюзит, манганит, псиломелан, браунит, гаусманит и др.
Сиаллитный или силикатно-алюмосиликатный	Полевые шпаты, глинистые минералы, в том числе минералы группы глауконита, хлориты, цеолиты, циркон, гранаты, обломки алюмосиликатных пород и вулканического стекла
Фосфатный	Разновидности апатита, железо- и алюмофосфаты, монацит
Карбонатный	Кальцит, магнезиальный кальцит, арагонит, доломит, протодоломит, магнезит, сидерит, родохрозит, стронцианит, малахит, сода, трона, давсонит
Сульфатный	Гипс, полугидрат, ангидрит, целестин, тенардит, мирабилит, астраханит, полигалит, эпсомит, кизерит, каинит и др.
Хлоридный	Галит, сильвин, карналлит, бишофит, алунит*
Боратный	Гидроборацит, колеманит, бура и др.
Сульфидный	Пирит, марказит, халькозин, галенит, сфалерит, халькопирит
Серный	Самородная сера
Нитратный	Натровая и калиевая селитры
Фторидный	Флюорит (ратовкит)
Углеводородный (каустобиолитный)	Форменные и бесструктурные компоненты торфа, углей, битумы и битумоиды

* Непонятно, как алунит $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ попал в хлоридный класс.

Существует также множество литологических работ, в которых для литологических целей используются разные виды *нормативных пересчетов*. Так, петербургский литолог В. Н. Шванов, внесший крупный вклад в петрографию песчаных пород [276], а в последние годы возглавивший коллектив литологов, создавших новейшую литологическую систематику [238], в 1974 г. предложил *служебную* химическую классификацию песчаников, предназначенную для определения их минерального типа [275]. Для этого по данным химического анализа вычисляются четыре нормативных компонента (полевые шпаты, кварц, глина и «обломки пород», приравненные по составу к андезито-базальту), а затем выполняются довольно сложные графические построения.

Классификация Ю. П. Казанского (1987 г.) предложена в коллективном труде сибирских литологов и петрологов «Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис)» [194]. Эта классификация никогда и никем не называлась химической, а, по словам автора, она является «строго минералогической»: «*Предлагается наиболее крупные подразделения (классы) выделять строго по минералогическому признаку (присутствие определенной химически близкой ассоциации минералов). Они объединяют породы, состоящие на 50 % и более из породообразующих минералов близкого типа... Классы подразделяются по структурным признакам на семейства, в которых выделяются группы пород*» [194, с. 21]. Всего выделено 15 классов (табл. 1).

Как видно из таблицы, все ***классы имеют названия химических соединений, а вовсе не минералов.*** Только в классе 5 в качестве равноправных (синонимов) использованы наименования из систематики минералов – класса (*силикаты*) и отдела внутри этого класса (*алюмосиликаты*) [80]. ***Поэтому на высшем таксономическом уровне (а здесь это – классы) данная классификация несомненно является химической.*** Отличие от «откровенной» химической классификации состоит только в том, что здесь границы заданы по 50 % *химического соединения* (например, $CaCO_3$), а в химической классификации ту же границу можно задать по *стехиометрическому содержанию химического компонента* (например, CO_2), соответствующего данному содержанию химического соединения: 50%-ное содержание в породе $CaCO_3$ точно соответствует 22 % CO_2. Очевидно, что различие в способе задания границы классов (в данном случае – класса *карбонатолитов*) непринципиально – оба указанных способа совершенно равноправны.

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ДИАГНОЗА

ГЛАВА 1

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

1.1. Классификационная проблема

Используя термин «осадочные породы», геологи вполне понимают друг друга, хотя его смысл довольно далек от формально-логического: далеко не все осадочные породы суть продукты «осаждения» – седиментации. Например, породы элювиальные и каустобиолиты формально как бы не являются «осадочными». Тем не менее в понимании объема термина никогда не было серьезных разногласий; почти все соглашались, что «осадочная» – это, согласно М. С. Швецову [70, т. 1, с. 118], *«горная порода, существующая в термодинамических условиях, характерных для поверхностных частей земной коры, и образующаяся в результате переотложения продуктов выветривания и разрушения разл[ичных] г[орных] п[ород], хим[ического] и механического выпадения осадка из воды* (а также из воздуха и льда! – *Я. Ю., М. К.*), *жизнедеятельности организмов или всех трех процессов одновременно».*

Иное, но тем не менее очень близкое по смыслу определение осадочной породы дает А. Ф. Белоусов [194, с. 7]: *«Осадочные породы Земли – это неискусственные твердофазные агрегаты, состоящие из материала земного происхождения, не связанного непосредственно с отвердеванием расплавов и падением космических тел; их образование локализовано в гидро- и атмосфере около поверхности земной коры и связано с процессами отложения и выветривания твердофазного агрегата».* Автор подчеркивает, что центральным элементом в его определении является понятие ***поверхность земной коры****, «которая выполняет в этой системе ключевую, управляющую роль»* [там же].

Таким образом, в обоих определениях подчеркивается генетическая природа осадочных пород как образований экзогенных – экзолитов, по В. Т. Фролову [238].

Известно, что классификации осадочных пород либо генетические (например, у М. С. Швецова – 5 классов), либо вещественно-генетические (Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко – 10 классов). Только в самое последнее время коллективными усилиями петербургских и московских литологов создана «структурно-веществен-

ная классификация осадочных пород и их аналогов» [238], из которой по крайней мере формально был вовсе исключен генетический элемент. Эту классификацию авторы предлагают считать приоритетной (базовой естественно-научной), а все прочие, построенные на иных основаниях, – частными («необходимыми, но целевыми»).

Вопрос о том, какую классификацию следует считать «приоритетной» или «базовой», и соответственно о том, следует ли вообще пытаться создавать так называемую естественную классификацию, – находится в центре *классификационной проблемы*, которая была сформулирована географом и геохимиком В. Л. Кожарой [136].

Классификационная проблема подверглась глубокой разработке крупным коллективом ученых разного профиля, объединенных в рамках *классификационного движения*, созданного и возглавленного в нашей стране в 80-х годах В. Л. Кожарой [136]. Большинство участников классификационного движения согласились с тем, что идеальных (базовых, естественных, приоритетных) классификаций не существует. Специальный науковедческий анализ показал, что естествоиспытатели редко задумывались над вопросом о *цели классифицирования* и о *критериях качества* созданных классификаций – процесс классифицирования был и во многом остался интуитивным. Вследствие этого, пишет В. Л. Кожара, «*интуитивные критерии того, чья классификация лучше, не дают надежды на окончание споров в обозримое время. Нужны рациональные критерии*» [136, с. 8].

1.2. Четыре генотипа осадочных пород в стратисфере

Хотя на генетических и вещественно-генетических классификациях было воспитано по меньшей мере два поколения советских литологов, в последнее время они пользуются дурной репутацией. Наиболее резкую критику вещественно-генетических классификаций мы находим у проф. В. Т. Фролова: «*Чем больше мы изучаем осадочные породы, тем очевиднее, что совместить в одной схеме генетическую и петрографическую классификации невозможно. Осадочные породы полигенетичны, и генезис не находится в прямой корреляции с вещественным составом. Он непосредственно не дан в наблюдениях, а лишь восстанавливается, чаще всего по косвенным признакам, причем неполно, нередко ошибочно, с разной, иногда небольшой степенью вероятности. Поэтому ориентация в классификациях на выделение генетических подразделений чаще всего приводит к произвольному навешиванию генетических ярлыков...*» [262, с. 27].

Вместе с тем генетические классификации отнюдь не отвергаются: признается их огромная познавательная роль и предлагается просто не смешивать их с другими: «*Генетические клас-*

сификации, которые следует строить отдельно от петрографических, служат для систематизации наших знаний о происхождении пород. Они все больше участвуют и в самом научном познании как рабочие гипотезы, модели происхождения пород и руд..., ускоряющие сбор и обобщение фактического материала и обеспечивающие обоснованные палеогеологические построения...» [262, с. 27].

Литохимия нуждается в собственной «целевой» классификации, и вполне естественно, что в таком качестве может выступать только химическая классификация. Однако от генетических представлений никуда не деться – ведь даже сам термин «осадочные породы» уже является генетическим! Поэтому построению «целевой» химической классификации весьма полезно предпослать общую генетическую типизацию осадочных пород. *Назначение ее* (в полном согласии с В. Т. Фроловым) – *систематизировать знания о происхождении осадочных пород на самом высоком иерархическом уровне – уровне стратисферы.*

Как ясно показал В. Т. Фролов [261], в понятии «генезис горной породы» необходимо различать две стороны: механизм образования и источник материала. Например, в определении «вулканогенно-осадочная порода» одновременно содержится информация о механизме образования (осадочный) и об источнике материала (вулканизм). В определении «обломочная порода» заключена информация только о механизме образования (фрагментация или кластогенез), а в определении «терригенная порода» – информация о том, что источником материала были более древние горные породы континента.

Оказывается, для целей литохимии можно предложить удобную генетическую типизацию осадочных пород, используя только одну сторону понятия «генезис», а именно *источник материала* (рис. 1).

Как видно из схемы, выделяются всего четыре наиболее крупных генетических типа осадочных пород (конечно, как подчеркивал М. С. Швецов, всегда существует и смешанный таксон).

Очевидно, что ***петрогенные*** породы – это петрокластические граувакки и аркозы, ***пирогенные*** – пепловые туфы, ***аквагенные*** – все биохемогенные породы (карбонатные, кремневые, фосфатные, элювиальные, горючие, солевые). ***Литогенные*** – это, например, литокластовые граувакки или кварцевые песчаники, т. е. породы, материалом для которых послужили более древние осадочные или параметаморфические породы.[1]

При очевидной преемственности этой типизации с уже существующими в ней имеются две принципиальные особенности.

Первая – отделение первозданных осадочных пород типа first cycle rock (как принято именовать их в западной седиментоло-

[1] Заметим, что в 1986 г. нами выделялись только петрогенные и аквагенные породы с примечанием о возможности выделения пород литогенных, однако резкой грани между первыми и третьими не проводилось [302].

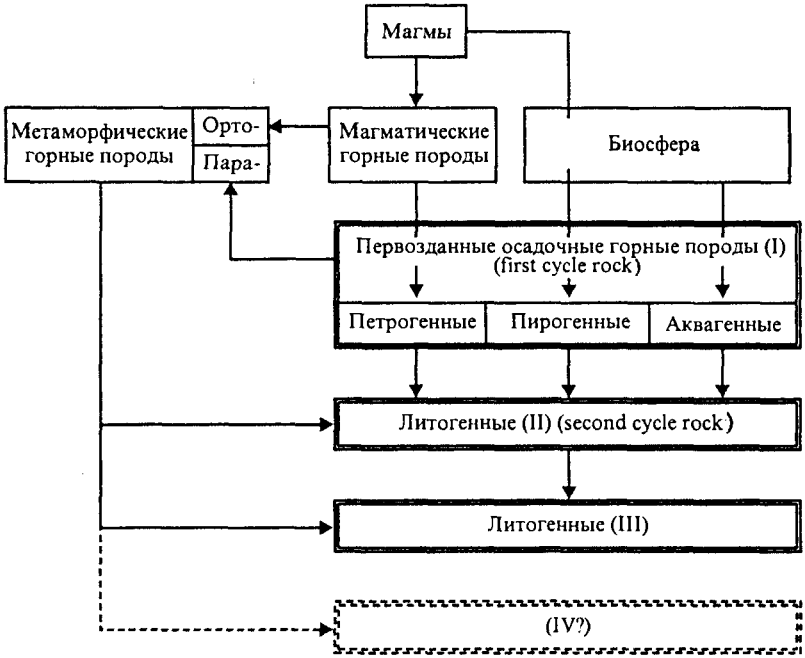


Рис. 1. Генетическая типизация осадочных пород [301, с. 5].

гии) от литогенных пород типа second cycle rock, образующихся при рециклизации былых осадочных и параметаморфических пород. В каждом новом биосферно-литосферном цикле (II, III и, может быть, IV?) с длительностью в сотни миллионов лет (отвечающей крупнейшим тектоническим циклам) состав осадочных пород все более дифференцируется (поляризуется), удаляясь от петрогенных граувакк и аркозов, еще очень близких по составу к материнским базальтам или гранитам.

Вторая особенность – придание высокого таксономического статуса породам пирогенным – вулканическим туфам. В существующих генетических и вещественно-генетических классификациях они обычно «погребены» в таксоне «обломочные породы», т. е. механизму образования отдается приоритет перед материнским веществом. Однако для литохимии второе гораздо важнее, чем первое.[2] В гл. 7–9 будет показано, что предлагаемая генетическая типизация служит естественной базой для решения некоторых задач диагноза в литохимии.

[2] Необходимо отметить, что исключение пирокластических пород из группы обломочных еще в 1953 г. предлагал крупный ленинградский литолог Л. Б. Рухин, который выделял среди осадочных пород четыре таксона высшего ранга: 1) пирокластические, 2) обломочные, 3) глинистые, 4) химические и биохимические (Цит. по: [238, с. 11]).

1.3. Отличия петрогенных пород от литогенных. Процессы рециклизации

Петрогенные осадочные породы по своему составу ближе всего к исходным магматическим породам, хотя и подвергаются тем или иным изменениям в литогенезе. История их формирования имеет вид направленного процесса: *выветривание* ⇒ *перенос* ⇒ *седиментация* ⇒ *диагенез* ⇒ *(катагенез)*, к которому может добавляться стадия современного гипергенеза (нового выветривания). В отличие от петрогенных литогенные породы по меньшей мере один раз прошли полный цикл «выветривание ⇒ перенос ⇒ седиментация ⇒ диагенез ⇒ катагенез ⇒ (метаморфизм)[3] ⇒ выветривание ⇒ перенос ⇒ седиментация». В петрогенных породах обычно сохраняются исходные корреляции химических компонентов и как следствие этого – корреляции петрохимических модулей. Так, для них характерна позитивная корреляция титанистости и железистости (ТМ–ЖМ) и негативная корреляция щелочности и гидролизатности (НКМ–ГМ).

Наименее измененные петрогенные породы типа first cycle rock представлены в основном дериватами гранитоидов – аркозами. Такие аркозы распознаются по двум важным признакам: присутствию биотита и сохранению плагиоклазов. Они могли образоваться только при относительно слабом выветривании – в аридном или холодном климате – и чаще всего входят в состав орогенных толщ, скорость накопления которых была высокой.

Например, палеогеновые (эоцен-олигоцен) аркозы в хр. Санта-Илец (Южная Калифорния) богаче плагиоклазами (22.5 %), чем большинство других аркозов, и несут заметное количество тяжелых минералов (2 %) и биотита (1.3 %). Это объясняют особенностями выветривания в источнике сноса (гранитоиды хр. Трансверз в пустыне Мохаве): «*Сохранение полевых шпатов (особенно плагиоклаза) и относительно неустойчивых фемических минералов указывает на слабое химическое выветривание материнских пород*» [356, p. 197].

Сравнение нормативных составов материнских пород, аркозов и сланцев все же позволяет заключить, что даже при таком выветривании, которое считается аномально слабым, примерно половина исходных полевых шпатов превратилась в глинистые минералы. Правда, последние содержатся не столько в самих аркозах (6.3 %), сколько в переслаивающихся с ними глинистых сланцах (64 %). За счет осадочной дифференциации вещества (уход части глинозема и железа в глины) аркозы оказываются

---

[3] В этом цикле стадия метаморфизма, вообще говоря, не обязательна. Тектоническая инверсия (воздымание, следующее за погружением) платформенных осадочных бассейнов, нередко с многокилометровыми толщами отложений, может выводить в сферу гипергенеза (выветривания) неметаморфизованные породы, даже не достигшие последних ступеней катагенеза.

заметно более кислыми и несколько менее железистыми по сравнению с исходными гранитоидами.

Другим примером аркозов типа first cycle rock могут служить песчаники нижнемелового флиша в Южном Сихотэ-Алине. Как отмечает П. В. Маркевич, в них содержится заметное количество биотита (в сумме с мусковитом от 1–3 до 5–6 %). «*Только из кристаллических пород мог быть размыт обломочный, очень свежий, почти неизмененный биотит, входящий в состав песчаников. Вряд ли можно допустить, что он мог быть переотложен более одного раза, так как, будучи малоустойчивым в гипергенных условиях, этот минерал быстро обесцвечивается, разрушается и заменяется хлоритом*» [169, с. 30].

К числу петрогенных пород относятся и замечательные натровые аркозы ачимовской толщи в Западной Сибири, содержащие в среднем 4.6 % Na_2O и 2.6 % K_2O. По данным петербургского литолога Б. А. Лебедева,[4] ачимовская толща охватывает отложения берриаса, валанжина и готерива и распространена на территории почти всей Западной Сибири. Породы состоят (в %) из кварца (27), хлорита+гидробиотита, которых необычно много для аркозов (14), аутигенного альбита (4), калишпата и реликтового плагиоклаза, сильно замещенных гидромусковитом и серицитом, может быть, и парагонитом (в сумме 50–52). В малых количествах присутствуют лейкоксен, кальцит (1 %) и еще три кальциевых акцессория – апатит, сфен и эпидот. Обломки горных пород составляют до 3 % породы. Среди них удается определить средние и основные (?) эффузивы, а также проблематичные кремневые породы (скорее всего, окремнелые эффузивы).

Какой же субстрат мог породить ачимовские аркозы? Прежде всего следует исключить основные эффузивы, в которых не может быть столько щелочей (тем более – столько калия); кроме того, они имеют гораздо более высокую титанистость. Например, по средним данным А. Б. Ронова и др. [228], основные эффузивы имеют следующие величины титанового модуля (ТМ):

Геологический возраст эффузивов	ТМ (TiO_2/Al_2O_3)
Фанерозой	0.095
Рифей	0.115
Карелий	0.092
Поздний архей	0.070
Катархей	0.073

[4] Мы признательны нашему другу Б. А. Лебедеву за предоставление для литохимической обработки аналитических данных.

Более приемлемыми в качестве возможного субстрата ачимовских аркозов представляются гранитоиды. Так, по кларкам К. Турекьяна и К. Ведеполя можно получить следующие значения ТМ:

Разновидности гранитоидов	ТМ
Бедные кальцием (SiO_2 = 69.13, CaO = 2.21 %)	0.037
Богатые кальцием (SiO_2 = 67.21, CaO = 3.54 %)	0.026

Ачимовские аркозы, однако, имеют ТМ заметно более высокий, чем гранитоиды, – в среднем 0.040–0.045. В общем, в этом нет ничего невозможного, поскольку при далеком переносе осадочного материала (Б. А. Лебедев предполагает, что источник сноса располагался в Алтае-Саянской складчатой области) следует ожидать характерного для песчаных пород роста ТМ за счет природного шлихования (подробнее об этом см. в гл. 3).

Проверим, однако, еще одну возможность: не могла ли область питания быть существенно андезитовой? Обратившись к сводке А. Н. Заварицкого [106, с. 265], мы устанавливаем, что, согласно Р. Дэли (1933 г.), андезиты имеют следующие значения интересующих нас величин:

Андезиты	SiO_2, %	ТМ	НКМ
Андезиты вообще	59.59	0.044	0.32
Слюдяные андезиты	62.25	0.065	0.36

Примечание. НКМ = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$.

Как видим, «андезиты вообще» подошли бы по своей титанистости, но трудно понять, каким образом в процессе переноса может настолько увеличиться содержание щелочных полевых шпатов (в ачимовских аркозах НКМ = 0.47–0.48).

В итоге нам представляется наиболее правдоподобным, что в период формирования ачимовской толщи в источнике сноса преобладали породы типа плагиогранитов, богатые полевыми шпатами и биотитом. Для уточнения этого интересного вопроса было бы полезным изучение индикаторных отношений элементов-примесей: прежде всего РЗЭ, а также элементов группы Fe, распределение которых в кислых (гранитоиды) и средних (андезиты) породах имеет заметные различия.[5]

С удревнением осадочных или осадочно-метаморфических толщ в них возрастает доля петрогенных и снижается доля литогенных пород. По мнению В. М. Синицына, *«значительное распространение в отложениях протерозоя граувакк, аркозов и гидрослюдистых глинистых сланцев может быть не столько следствием особого климата времени их образования (сухого или прохладного), сколько следствием недостаточной переработки материала этих осадочных пород выветриванием в силу их древнего возраста»* [236, с. 62–63].

Особенно ярким подтверждением этой идеи может служить известный «аркозовый феномен». Как отмечает В. Н. Шванов [276, с. 179], в истории Земли было два пика накопления аркозовых песчаников: один в карелии и другой еще более мощный в рифее. Оба они генетически связаны с глобальной гранитизацией земной коры в конце архея. Возникшие гранитоиды разрушались в течение длительных континентальных перерывов, отвечавших, очевидно, кеноранскому (2800–2600 млн лет) и карельскому (2000–1900 млн

[5] Книга находилась в печати, когда проф. Б. А. Лебедев сообщил авторам, что этот диагноз полностью подтвердился новыми данными.

лет) диастрофизмам первого порядка [234]. Напротив, для фанерозоя аркозы совсем не характерны и, по свидетельству В. Н. Шванова, «*среди типичных платформенных отложений, по-видимому, не встречаются*» [276, с. 179].

Рециклизация, т. е. повторное воздействие процессов выветривания и переноса (динамической сортировки осадка), имеет ряд следствий: 1) измельчение обломочных частиц и снижение содержания в псаммитах полиминеральных обломков пород вследствие высвобождения мономинеральных зерен; 2) изменение значений петрохимических модулей и нарушение их первичной корреляции.

Например, по данным М. А. Беридзе [17], на южном склоне Б. Кавказа среди нижнеюрских песчаников присутствуют два генетических типа: 1) петрогенные кварцевые, образовавшиеся за счет размыва субсинхронных кварцевых кератофиров; 2) литогенные граувакки, петрофондом которых послужил метаморфический фундамент среднего состава. С помощью модульных диаграмм[6] можно показать, что эти песчаники заметно отличаются; наиболее заметны различия по нормированной щелочности НКМ, отражающей соотношение полевые шпаты / слюды: при формировании петрогенных песчаников она снижалась, а при формировании литогенных, наоборот, увеличивалась по сравнению с исходной величиной в субстрате.

Другим примером могут служить песчаники мелового и палеогенового флиша Японии [336]. Часть из них имеет характерные признаки пород типа first cycle: позитивную корреляцию титанистости и железистости (модулей ТМ–ЖМ), негативную корреляцию гидролизатности и щелочности (ГМ–НКМ), низкий (близкий к исходному) титановый модуль. Другая же часть (палеогеновые песчаники верхней подгруппы Шиманто) при минимальном ГМ имеет более высокое значение ТМ, что может быть признаком рециклизации.

Аркозовые и родственные им полевошпатово-кварцевые песчаные породы могут формироваться при эрозии не только гранитов, но и разнообразных кислых параметаморфитов – гнейсов и кристаллических сланцев. В первом случае аркозы петрогенные, их рециклизация в современной биосфере происходит впервые (и порождает осадки типа second cycle); во втором случае аркозы литогенные, их рециклизация происходит как минимум второй раз (и порождает осадки типа third cycle).

Примером могут служить аллювиальные отложения р. Неус в Северной Каролине, которая дренирует петрогенные и литогенные аркозы триасового возраста [338]. Рециклизация этого материала в аллювии р. Неус и ее притоков в обстановке теплого влажного климата, приводит к некоторому изменению первичного состава аркозов, впрочем, относительно небольшому. В аллювиальных пес-

[6] Построение и применение модульных диаграмм будут предметом нашего подробного изложения в гл. 4.

ках происходит накопление кварца в наиболее грубых фракциях и продолжается начавшееся еще в первом цикле разрушение слюдистых пород – вплоть до их полного исчезновения. Однако существенно, что этот процесс идет преимущественно в молодой коре выветривания, а не при транспортировке. Сильная корреляция содержания слюдистого вещества с размерностью частиц доказывает, что формирование тонких фракций идет за счет разрушения более крупных. У. Манн и В. Каварок [338] приходят к выводу, что наиболее четким петрографическим эффектом рециклизации является увеличение отношения поликристаллический кварц / обломки кислых пород. Если сформулировать этот вывод в терминах литохимии, то при рециклизации аркозов должно наблюдаться снижение а) гидролизатного модуля ГМ и б) модуля нормированной щелочности НКМ вследствие изменения соотношения «полевые шпаты/слюды» в пользу слюд.

Самым ярким эффектом осадочной дифференциации является, конечно, формирование толщ олигомиктовых кварцевых песчаников. После фундаментальных работ. Н. М. Страхова [249] уже не осталось сомнений в том, что такие породы могут образоваться только в результате глубокого химического выветривания кислого субстрата. Однако достаточно ли *однократного* выветривания или же необходимо повторное выветривание осадочного материала? Другими словами, могут ли кварцевые песчаники быть петрогенными образованиями типа first cycle или же они непременно являются породами литогенными – продуктом рециклизации более древних осадочных толщ с меньшим содержанием кварца? В этой связи очень интересны результаты С. Натана, изучавшего нижнеордовикскую турбидитную серию Гринланд на СЗ Новой Зеландии [346]. Весьма похожие породы следятся и на ЮВ побережье Австралии, доказывая былую принадлежность толщи к единому бассейну.

Толща мощностью не менее 5200 м и протяженностью свыше 400 км заполняет структуру типа трога. Она представляет собой чередование (в соотношении примерно 1:2) пластов аргиллитов и кварцевых «граувакк», которые, судя по малой доле обломков пород, правильнее называть олигомиктовыми песчаниками с хлорит-серицитовым цементом. Присутствие древнего обломочного циркона, который трактуется как плутоногенный, и доминация кварца не оставляют сомнения, что петрофондом могли служить только граниты или гнейсы, а «зрелость» материала указывает на процессы глубокого выветривания.

Было ли это выветривание однократным – непосредственно в источнике сноса? С. Натан считает это невероятным, учитывая огромные объемы толщи осадков и ее весьма однообразный характер: «*Более того, глубокое выветривание должно бы обычно вести к образованию каолинита, который, очевидно, отсутствует в серии Гринланд; нелегко также объяснить отсутствие калиевых полевых шпатов (которые обычно более устойчивы к выветриванию, чем плагиоклазы). Кроме того, серия Гринланд не может*

рассматриваться изолированно, ибо кварцевый состав (вообще) *характерен для ордовикских отложений Новой Зеландии и Австралии. Это значит, что необходим источник сноса континентальных размеров»* [346, p. 700]. В итоге С. Натан приходит к выводу, что серия Гринланд могла образоваться только в результате рециклизации былых осадочных толщ, уже существенно обогащенных кварцем, причем число циклов было больше одного.

Одним из надежных литохимических признаков рециклизации служит резко повышенная величина титанового модуля ТМ. Как давно показал А. А. Мигдисов, ТМ обломочных пород увеличивается вследствие процессов динамической сортировки материала – природного шлихования.

Например, обработка двенадцати анализов кварцевых песчаников и кварцитов карбонатно-терригенной субплатформенной формации D_3–C_1 Армении [230] показывает, что эти высококремнеземистые породы отличаются гипертитанистостью: средняя величина ТМ – от 0.139 до столь необычных значений, как 2.213! Очевидно, что мы имеем дело с хорошо отсортированным (и, скорее всего, – рециклизованным, литогенным) обломочным материалом, из которого глинистая примесь удалена при многочисленных перемывах. Вероятно, этот процесс максимально проявился в кварцитах – породах наименее глинистых и наиболее титанистых.

Другим примером рециклизации являются девонские титаноносные песчаники Тимана [116]. Здесь среднедевонские отложения (пижемская свита) являются промышленно титаноносными: они содержат в среднем от 2.20 до 8.9 % TiO_2. Наша обработка 231 анализа (из материалов И. Н. Бурцева) показала, что чистые кварцевые песчаники верхнего девона (яранская свита) гораздо беднее титаном, чем среднедевонские (TiO_2 0.31–1.30 %), но неизменно показывают высокие значения ТМ: от 0.100 до 0.600. При нанесении точек на модульную диаграмму в координатах «ГМ (гидролизатный модуль)–ТМ (титановый модуль)» обнаруживается четкая негативная корреляция, что отражает процесс природного шлихования песчаного осадка – отмывку глинистой и относительное накопление тяжелой фракций. Все это позволяет считать, что чистые кварцевые песчаники D_3 образовались в основном за счет перемыва и переотложения на шельфе песчаных осадков D_2 и в этом смысле могут квалифицироваться как образования типа second cycle.

Еще более эффектным примером рециклизации могут служить девонские глинистые отложения на Среднем Тимане, где в 1977 г. ухтинские геологи вскрыли скважинами древнюю кору выветривания (КВ) на глинисто-карбонатных породах верхнерифейской быстринской свиты [213].

Кора была метаморфизована и по внешнему виду почти не отличалась от известковистых кварц-хлорит-серицитовых сланцев субстрата. По этой причине стало очевидным, что она вполне могла ранее быть не замеченной геологами, нацеленными на поиски «явных» неметаморфизованных бокситоносных кор девонского возраста. Между тем, как показали анализы (табл. 2), обычного вида зеленовато-серые сланцы

Таблица 2

Средний химический состав пород из древней и девонской кор выветривания по субстрату карбонатно-глинистых рифейских пород на Среднем Тимане.
Составлено по данным В. П. Абрамова и др. 1977 г. [213, с. 138–139]

Окислы	I	II	III	IV	Va	Vb
	Древняя кора (нормогидролизат)	Разные типы кор (щелочной нормогидролизат)	Наложенная кора		Древняя кора	
			Ti щелочной нормогидролизат	Алкалит	Ti супергидролизат	
n	6	7	4	2	3	3
SiO_2	32.70	39.33	31.20	43.95	27.87	16.67
TiO_2	1.72	1.23	1.97	1.95	2.16	2.89
Al_2O_3	39.31	32.00	36.15	30.15	39.50	47.30
Fe_2O_3	2.33	2.14	10.02	2.12	7.03	10.33
FeO	8.35	9.20	4.27	3.46	9.26	8.28
MnO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03
MgO	1.45	1.66	1.57	2.32	0.71	0.92
CaO	0.13	0.11	0.27	0.61	0.31	0.43
Na_2O	0.15	0.48	0.19	0.30	0.08	0.10
K_2O	2.06	6.30	5.17	8.66	0.47	0.64
P_2O_5	0.03	0.03	0.24	0.08	0.18	0.18
П. п. п.	11.30	7.06	8.69	6.42	12.60	12.62
Сумма	99.54	99.54	99.77	100.01	99.66	100.38
ГМ	1.65	1.14	1.68	0.86	2.14	4.15
ФМ	0.40	0.33	0.51	0.18	0.61	1.18
АМ	1.24	0.81	1.16	0.69	1.47	2.85
ТМ	0.044	0.038	0.055	0.065	0.055	0.061
ЖМ	0.26	0.34	0.41	0.17	0.41	0.37
НКМ	0.06	0.21	0.15	0.30	0.01	0.02
ЩМ	0.10	0.10	<0.10	<0.10	0.20	0.20

Примечание. 1. Во всех однотипных таблицах даны литологические названия пород (верхняя строка) и (или) литохимические определения (см. гл. 2.5). 2. Римские цифры – кластеры, арабские – составы вне кластеров. 3. *n* – число анализов.

оказались настоящими щелочными *гидролизатами* (кластеры I–III, V), вплоть до *алкалитов* (кластер IV). Сохранились даже элементы зонального профиля коры: хлорит-серицитовая зона внизу и хлорит-диаспор-серицитовая вверху. Однако еще более замечательным оказался феномен рециклизации – вовлечение материала древней коры выветривания в новый осадочный цикл. Этот процесс здесь представлен двумя линиями (см. стрелки на рис. 2).

Линия 1 (кластер I ⇒ Va ⇒ Vb) – это формирование новой, нижнефранской КВ с бемитом, каолинитом и поздним шамозитом; второй эпизод корообразования привел к формированию пород более гидролизатных, чем древняя КВ.

Линия 2 (кластер I ⇒ IV) – это переотложение (в среднем девоне?) древней КВ с накоплением в ней щелочей при некотором снижении гидролизатности (как бы возвратный процесс ресилификации с реощелачиванием) – так образовались среднедевонские (?) отложения в верховьях р. Цильмы. При этом бывшая в исходной коре позитивная корреляция ГМ–НКМ исчезает.

Можно предположить, что древние КВ, вовлеченные в рециклизацию, не были одинаковыми. В одних случаях они были сущест-

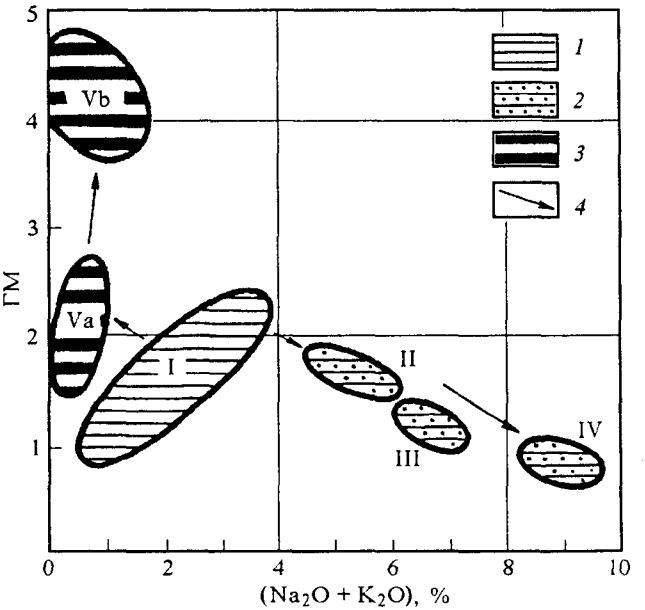


Рис. 2. Модульная диаграмма для пород из древней и девонской кор выветривания по субстрату карбонатно-глинистых рифейских пород на Среднем Тимане. Составлено по данным В. П. Абрамова и др. [213, с.138–139].

КВ: *1* – древняя; *2* – рециклизованная (среднедевонская?); *3* – наложенная (франская); *4* – предполагаемое направление процессов.

венно слюдистыми (нарастание количества глиноземистой слюды сопровождается и ростом ГМ – отсюда позитивная корреляция ГМ с щелочами). В других случаях, вероятно, древняя КВ была более полевошпатовой (в кластерах II–IV величина НКМ заметно выше, чем в кластере I) и образовалась по двум субстратам – менее и более титанистому (соответственно кластеры III и II, IV), что было отчасти унаследовано в нижнефранской новообразованной коре (соответственно кластеры Va и Vb).

Как показал Л. В. Анфимов путем сравнения микроплотности кварцевых зерен, даже нижнерифейские терригенные толщи Южного Урала не являются петрогенными дериватами архейского кристаллического фундамента Русской платформы. Поступавший в рифейский осадочный бассейн обломочный материал был в основном продуктом рециклизации верхнекарельских (лопий–вепсий) терригенных толщ. Это объясняет характерную для рифейских обломочных пород хорошую окатанность и слабую отсортированность кварцевых зерен.[7]

[7] Anfimov L. V. The terrigenous sediments sources in the Riphean basin of the South Urals // Precambrian Eur.: Stratigr., Struct., Evol. Miner.: MAEGS-9: 9th Meet. Assoc. Eur. Geol. Soc. (St. Petersburg, 4–15 Sept., 1995). – St. Petersburg, 1995. P. 1–2.

Как известно, в стратотипическом разрезе рифея Южного Урала резко преобладают аркозы и субаркозы. Однако в лемезинской подсвите зильмердакской свиты верхнего рифея появляются экстракварцевые песчаники. Все исследователи, изучавшие эти отложения, единодушны в том, что они суть продукты глубокого химического выветривания кислого субстрата. В этой связи заметим, что уральские геологи Л. В. Анфимов, М. Т. Крупенин и В. Г. Петрищева установили заметные различия в распределении РЗЭ между отложениями верхнего рифея, с одной стороны, и среднего и нижнего – с другой, и высказали предположение о рециклизации последних в верхнерифейскую эпоху [7]. Таким образом, получается, что материал лемезинских песчаников был рециклизован дважды.

Известно, что в разрезе западного склона Урала и Приуралья существенно кварцевые песчаники или пески появляются еще неоднократно: в отложениях O_1 (тельпосская, она же – манитанырдская, или обеизская, свита на Севере Урала), D_2 (алмазоносная такатинская толща), D_3^1 (пашийские песчаники), C_1^2 («угленосный горизонт» в основании визе), J_2 (сысольская свита на территории Мезенской синеклизы). Как давно показано Н. М. Страховым, все они являются деривитами гумидных кор выветривания – членами *лепигенных осадочных формаций* [294]. Вместе с тем теоретически вполне допустимо участие в этих породах кварцевых зерен, рециклизованных из более древних (например, рифейских) толщ. Однако для проверки корректности такой идеи нужны тонкие минералогические и геохимические методы.

Краткие выводы

1. Так называемая классификационная проблема заключается в поисках наилучшей основы для классификации. Осадочные горные породы могут классифицироваться по различным основаниям. Одним из таких оснований может служить химический состав, тем более что и многие из существующих литологических классификаций при ближайшем рассмотрении имеют химическое (а не минералогическое) основание.

2. Генетическая типизация осадочных пород пронизывает все существующие классификации, даже если она не задана в явной форме. Однако лучше использовать генетические признаки лишь при выделении таксонов высшего ранга. Всего таких таксонов четыре: породы петрогенные, аквагенные, литогенные и пирогенные. При выделении этих таксонов использована только одна сторона понятия «генезис» – источник материала. При этом химический состав петрогенных и пирогенных пород еще довольно близок к составу магматических пород, тогда как состав аквагенных и литогенных пород может быть резко поляризован в результате действия процессов «осадочной дифференциации» [217].

3. Такая дифференциация при формировании аквагенных пород связана с биохемогенными процессами ресинтеза минералов из водных растворов, тогда как при формировании литогенных осадочных пород происходит рециклизация в гипергенном процессе ранее образованных осадочных или осадочно-метаморфических пород. Вследствие такой рециклизации (которая в геологической истории Земли могла повторяться, вероятно, до четырех раз?), химический состав некоторых литогенных пород (например, существенно кварцевых песчаников), может также весьма резко отличаться от состава магматических пород.

4. Важной особенностью литогенных (рециклизованных) пород является не только поляризация их химического состава, но и нарушение корреляций между компонентами, первоначально существовавших в магматических породах.[8]

5. Прекрасным критерием для распознавания литогенных терригенно-обломочных пород, материал которых претерпел интенсивную динамическую сортировку, может служить величина титанового модуля TiO_2/Al_2O_3).

ГЛАВА 2

ХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ: ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

«Недостаток всякой, даже самой совершенной, системы состоит именно в том, что она — система. То есть в том, что ей, по определению, ради своего существования приходится нечто исключать, рассматривать нечто как чуждое и постольку, поскольку это возможно, приравнивать это чуждое к несуществующему».

Иосиф Бродский. Путешествие в Стамбул // Иосиф Бродский размером подлинника. – Л., 1990. — С. 28.

Выше отмечалось, что литохимия нуждается в собственной классификации осадочных пород, а именно – в классификации на химической основе. После программной статьи А. Ф. Белоусова «Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород» [16] уже мало кто из исследователей сомневается в том, что

[8] Как нам указал рецензент этой книги проф. В. Н. Шванов, ценные разработки по вопросу о тонких геохимических отличиях эндогенного и экзогенного материала осадочных пород содержатся в трудах Ю. К. Буркова. Одним из таких трудов является малоизвестная брошюра «Математическая обработка геохимических данных с целью моделирования строения и генезиса осадочных толщ при проведе- нии региональных геологических исследований. Методические рекомендации / Ю. К. Бурков. В. С. Певзнер, И. Д. Македон и др. – СПб., 1992. – 70 с.

химический состав (а не только минеральный) вполне может быть положен в основу классификации *магматических* пород. Это убеждение подтвердила и практика петрологии последних десятилетий – химический состав выступает в петрологии как первое основание классификаций и далее появляется не раз при выделении таксонов более низкого порядка [23]. Действительно, для магматических пород химический состав – это фундаментальная характеристика, от которой в значительной степени зависят и минерально-структурные характеристики.

Однако в отношении осадочных пород дело представляется на первый взгляд совершенно по-иному. Далеко не очевидно, что и для них химический состав является той же степени фундаментальной характеристикой, что и минерально-структурный.[1] Ведь последний тесно связан с генезисом пород и представляется гораздо более существенным, чем химический состав. На ум сразу же приходят примеры осадочных пород практически одинакового химического состава, но совершенно разной природы: кварцевый песчаник (обломочная терригенная порода) и фтанит (биохемогенная кремневая порода); известняк детритовый (обломочная карбонатная порода) и известняк пелитоморфный (хемогенная или биогенная карбонатная порода); кварцевый песчаник с обильным карбонатным цементом (обломочная порода) и кремнистый известняк (биохемогенная порода) и т. п. В этих примерах структурная (даже не минеральная) характеристика настолько важна, а химическая – настолько второстепенна, что всякая мысль о химическом основании классификации представляется абсурдной.

С полной ясностью вопрос о роли химической классификации сформулирован ленинградским литологом В. Н. Швановым применительно к классификации песчаных пород: «*Поскольку химический состав песчаников складывается из нескольких вещественных компонентов, а минерально-петрографический вид песчаной породы устанавливается на основе состава и соотношений только компонентов обломочных, никогда не удастся создать такие классификационные схемы химического состава, которые были бы тождественны классификационным схемам, построенным по составу обломков... Классификация по химическому составу, на каких бы параметрах она ни строилась, не может являться самостоятельной таксономической и номенклатурной системой, а лишь вспомогательной, переводящей на язык химических элементов те категории, которые установлены на основе соотношений между реально*

---

[1] В переведенном у нас в 1934 г. капитальном учебнике Г. Розенбуша «Описательная петрография», на котором было воспитано целое поколение советских геологов, в отношении «слоистых» (осадочных!) пород говорилось вполне недвусмысленно: «*...состав материи* [в них] *не находится во внутренней причинной связи со всем веществом породы», вследствие чего «систематика их не может покоиться на таком прочном основании, как это мы имеем для изверженных пород*» (Розенбуш, 1934, с. 471; цит. по: [238, с. 10]).

наблюдаемыми и учитываемыми обломочными компонентами» [276, с. 129–130].

Столь решительное предпочтение минерально-структурной классификации химической (а в этом вопросе все литологи солидарны) В. Н. Шванов обосновывает тем, что первая отражает генетические представления, а вторая – не отражает.

Другой крупный российский литолог проф. В. Т. Фролов подводит под свою критику философскую базу «системного подхода»: *«Иногда в целях универсализации разделения осадочных пород строят их классификации по химическому составу и выдают их за основные. Однако этим нарушается главное требование – подразделять систему (или объединять в систему) по непосредственно «подстилающему» уровню организации вещества. Химический состав для горных пород таковым не является и может быть системным признаком лишь для классификации минералов»*[2] [262, с. 27–28].

На самом деле приведенные примеры и соображения литологов отнюдь не опорочивают идею химической классификации. Они лишь подсказывают нам следующие положения.

Во-первых, не следует строить химическую классификацию в качестве *замены* литологической – ошибка, допущенная нами в 1986 г. [302]. ***Химические классификации создаются для нужд геохимии, а не литологии.***

Во-вторых, противопоставление даже новейших структурно-вещественных классификаций В. Т. Фролова [261, с. 260] и коллектива литологов [238] химической не лишено лукавства. Под «вещественным составом» понимается минеральный состав, ***а ведь сама систематика минералов строится на химической основе*** (силикаты, оксиды, фосфаты и пр.)! Мы уже видели, что все классы осадочных пород в классификации Ю. П. Казанского [194, с. 22] по сути своей являются химическими классами. Точно так же, разве таксоны В. Т. Фролова [261] не являются по сути химическими: «I. Окисные, II. Солевые, III. Органические, IV. Силикатные»?

Наконец, в-третьих, инструментарий химической классификации должен быть достаточно богатым, чтобы отразить различия в составе даже близких по валовому химическому составу горных пород.[3]

---

[2] Остается посочувствовать философски непросвещенным петрологам: ведь в современной петрологии классификации уже давно стали химическими, и никого не смущает, что химический состав – это не «подстилающий уровень организации вещества»!

[3] Например, можно без труда отличить кварцевый песчаник от фтанита по величине титанового модуля ТМ (за редким исключением спонголитов, ТМ кварцевых песчаников типа second cycle намного выше, чем ТМ фтанитов), не говоря о том, что эти породы почти всегда заметно отличаются по щелочности (НКМ фтанитов выше), по натровости (НМ фтанитов выше), по железистости (ЖМ фтанитов выше) и по содержанию $C_{орг}$ (во фтанитах намного больше). Мы не берем в рассмотрение элементы-примеси, по содержанию которых (например, V, Mo, Se, Cr) фтанит не имеет ничего общего с кварцевым песчаником.

2.1. Некоторые исходные принципы

Как отмечает В. Л. Кожара, классификационная проблема «*осложнена множеством априорных истин – идей, питаемых скорее внутренними убеждениями, верой, чем соображениями рационального характера. Априорного, часто не писанного (скрытого между строк) у классификаторов и теоретиков классификации чересчур много. Эта аксиоматика представляет собой девственную поросль, которой еще не касалась бритва Оккама. Почти очевидно, что есть бесплодные идеи*» [136, с. 13]. Нет никакого сомнения, что бесплодные идеи есть и у нас. Одну из них (морфоструктурное основание классификации) мы разберем ниже, в разделе 2.3. Однако мы попытаемся эксплицировать наши исходные принципы – для того, чтобы их не приходилось изыскивать «между строк».

1. Цель химической классификации. Зачем нужна химическая классификация, если есть литологические, тем более – если коллективными усилиями петербургских и московских литологов создана, наконец, современная *структурно-вещественная систематика осадочных пород и их аналогов* [238], свободная от изъянов предыдущих (генетических и вещественно-генетических) классификаций?

Приходится еще раз повторить: химическая классификация необходима не для литологии, а для геохимии, а именно – для того ее раздела, который мы называем литохимией. Не случайно большинство химических классификаций создавалось геохимиками, а не литологами. ***Цель химической классификации – превратить «данные» (показатели химического анализа осадочной породы) в «информацию».*** Эта информация является генетической – она представляет собой знание об источнике материала и механизме образования осадочной породы [261].

Химическая классификация используется в двух существенно различных ситуациях: а) при наличии достаточно полной литологической информации; б) при недостатке или при отсутствии такой информации.

В первой ситуации она дает литологу и геохимику определенную *дополнительную информацию* о горной породе – такую, которую не удается извлечь только из литологических данных. Ни на что большее в данной ситуации она претендовать не может. Например, повышенная магнезиальность некой пелитоморфной породы может указывать на присутствие в ней пирогенной примеси и дать основание для генетической аттестации породы как *туффоида.*

Во второй ситуации роль химической классификации гораздо более значительна – она может *частично или полностью заменять* литологическую. Это очевидно для глубоко метаморфизованных осадочных пород, полностью утративших первичные структурно-минеральные признаки. Именно поэтому химическая классификация была востребована прежде всего в геологии метаморфизма.

Однако нередко в литературе отсутствуют элементарные литологические сведения и о нормальных неметаморфизованных породах; в этом случае химическая аттестация пород *вынужденно заменяет* такие сведения. Например, имея анализ «песчаника» без дополнительной литологической информации, мы аттестуем его в соответствии с химической классификацией, что позволяет во многом восполнить недостаток литологической информации. Так, песчаник с величинами ГМ = 0.23, НКМ = 0.42, $Na_2O + K_2O$ = = 4.3 %, ТМ = 0.020 является несомненным аркозом.[4]

Очень часто определения литотипов даются геологом в поле (только макроскопически) и в таком виде попадают в научную литературу в сопровождении химического анализа. В этом случае химическая классификация с ее точными границами позволяет значительно уточнить (или даже вовсе изменить!) первоначальное определение литотипа. Например, «аргиллит» оказывается на поверку существенно кремневой породой, ничем не примечательный «алевролит» оказывается туфом и т. д.[5]

Во всех указанных ситуациях на поверхность всплывает проблема соотношения границ таксонов литологических и химических, т. е. *литотипов* и *хемотипов*. Эта проблема будет нами подробно исследована в гл. 5.

2. Простота и удобство классификации. Классификация предназначена для упорядочения (инвентаризации) и систематизации многих тысяч химических анализов самых разнообразных осадочных пород и их аналогов. Для отнесения породы к тому или иному таксону по скудным, часто недостаточным литературным данным в идеале должно быть достаточно одного химического анализа. Поэтому признаки выделения таксонов должны представлять собой данные анализа или их простые комбинации (суммы и отношения).

С этих позиций представляются неудобными классификации, оперирующие с молекулярными количествами химических компонентов, или, более того, – с предварительным вычислением особых нормативных компонентов. Нормативный пересчет – мощное сред-

---

[4] Позволим себе в этой связи лирическое отступление на тему «О, времена, о, нравы!». Мы живем в такие времена, когда на глазах отмирает искусство определения и описания горных пород под микроскопом (как в петрологии, так и в литологии), зато литература наводняется огромным количеством дешевых (и потому общедоступных) химических анализов. Из научных публикаций почти исчезли цифры оптических констант минералов (большинство литологов новых генераций просто не умеют их определять!), зато редкая статья публикуется без кривой хондрит-нормированного распределения редкоземельных элементов, что еще в 60–70-е годы было большой редкостью. Поэтому нынешний специалист может и не отличить в шлифе кварц от кислого плагиоклаза, но обязан уметь грамотно обработать химический анализ породы!

[5] Наша практика насчитывает десятки примеров такого рода, причем некоторые эпизоды литохимической диагностики имели принципиальное значение для геологии целых регионов Севера Урала и Пай-Хоя: переопределения цветных «кремней» как туффоидов, «линзочек кремня» – как высокоспецифичных кремнисто-шамозитовых конкреций, ничем не примечательных «фтанитов» – как фосфоритов, «кварцевых песчаников с пиритом» – как олигонитовых конкреций и т. д. [74, 297].

ство литохимии. Однако оно должно применяться только в необходимых случаях – вслед за *литохимической аттестацией* породы, а не предшествовать ей. Например, имея анализ высокоглиноземистой метаморфической породы (серицит-хлоритоид-пирофиллитового сланца) с Al_2O_3 = 30.13 % [304, с. 89], мы вначале аттестуем ее как *нормогидролизат* (по величине ГМ = 0.60) и лишь при необходимости с помощью нормативного пересчета определим содержание в ней носителей глинозема – слюды, хлоритоида и пирофиллита.

3. Полнота классификации. Классификация должна обнимать все генотипы осадочных пород – петрогенные, литогенные, пирогенные и аквагенные. Этому требованию не удовлетворяют некоторые из прежних химических классификаций, в частности классификация Л. В. Пустовалова.

4. Выдержанность основания при одном делении [274]. Данный принцип нарушен в широко известной классификации осадочных пород, которую до сих пор преподают в университетах [159]: 1) обломочные, 2) глинистые, 3) глиноземистые, 4) железистые, 5) марганцевые, 6) фосфатные, 7) кремнистые, 8) карбонатные, 9) соли, 10) каустобиолиты. Первая группа выделена по механизму образования осадка, вторая – по крупности частиц, группы 3–9 – отчасти по химическому, отчасти по минералогическому составу, а группа 10 – по происхождению и способности гореть. Примечательно, что эта нелогичность классификации, казалось бы, свидетельствующая о ее несовершенстве, получает идеологическое обоснование: «*Классифицируя различные группы осадочных пород, не следует какому-либо признаку отдавать предпочтение перед другими в угоду однообразию или ложной стройности*» [159, с. 92].

5. Последовательность (принципиальность!) или сознательное применение итеративной «процедуры М ⇒ Т» (см. гл. 5, раздел 5.1). Если задается новое основание классификации, то следует придерживаться его, даже если оно противоречит традиции. Это вопрос о приоритетности хемотипов перед литотипами, который мы специально исследуем в гл. 5.

6. Преемственность. Новое знание не создается на голом месте, а вырастает из старого. Поэтому как бы ни была логична новая классификация, геолог должен иметь возможность находить в ней и традиционные типы пород. Это прежде всего требует избегать излишнего пуризма в терминологии.

Например, по образцу наименований хемотипов – силиты (от Si + LIThos), сиаллиты (от Si + Al + LIThos) – углеродистые породы следовало бы именовать *карболитами* (C+LIThos). Однако мы предпочли использовать для них весьма удачный термин Н. Б. Вассоевича – *кахитолиты* (CArbon+HYdrogen+LIThos), который прекрасно выражает *углеводородную* специфику фоссилизированного в стратисфере биогенного органического вещества (ОВ). Он уже вошел в литературу и оказался очень удобным для унифицированного описа-

ния черных сланцев [300, с. 27].[6] Из тех же соображений преемственности, сознательно нарушая порядок наименования хемотипов, мы сохранили в классификации прекрасные химико-генетические термины В. Гольдшмидта – «гидролизаты» и «эвапориты».

Аналогично одни из авторов современной структурно-вещественной литологической систематики В. Г. Кузнецов и Д. К. Патрунов поначалу, следуя логике, поместили в центре традиционного треугольника «кальцит–доломит–глина» треугольник смешанных пород – «мергелей», ограниченный сторонами 50%-ного содержания трех компонентов. Однако от этой красивой схемы им пришлось (с сожалением!) отказаться, уступая литологической традиции: *«Это формально правильное построение противоречит традиционному определению мергеля как породы, в которой не менее 25 % глинистого материала, так как в центральном – „мергельном" – поле расположатся и породы, в которых содержание глин – единицы процентов. Именно это обстоятельство – 25, а не 50%-ная граница – прежде всего предопределяет необходимость асимметричного разбиения классификационного треугольника»* [238, с. 166–167].

7. Гибкость – не догматичность. Если классификация претендует на то, чтобы ею пользовались, то иногда приходится пренебречь некоторыми декларированными в ней принципами. Так, при назначении границ ряда таксонов нами были выбраны такие, которые не вполне точно обеспечивают условие 50 %-ного содержания компонента.

Например, граница 20 % CO_2 для карбонатолитов в большинстве случаев означает не 50 % карбоната, а меньше – лишь 44 % кальцита или 47.7 % доломита. Это «беспринципное» решение (CO_2 = 20 %) принято для того, чтобы избежать потери огромного количества реальных известняков и доломитов (которые ни один геолог не назовет никак иначе!), которые пришлось бы, строго следуя принципу 50 % карбоната, поместить в другие таксоны. Еще более «беспринципно» поступили мы с выбором границы для *аквалитов* и *кахитолитов* – в отличие от прочих пород здесь 50 % (воды и органического вещества) было задано не по массе, а по объему; пришлось учесть, что удельный вес воды и органического вещества очень сильно отличается от удельного веса обычных породообразующих минералов.

Вполне очевидно, что принцип 5, с одной стороны, и принципы 6 и 7 – с другой, противоречат друг другу, однако это противоречие диалектическое – избежать его невозможно. Всякий классификатор непременно оказывается между Сциллой догматизма (а ведь это не что иное, как непоколебимая принципиальность) и Харибдой беспринципного эклектизма (а это доведенные до крайности преемственность и гибкость!).[7]

---

[6] Для сведения читателя заметим, что в новейшей структурно-вещественной «Систематике» петербургских и московских литологов [238] имеется таксон «карболиты», но это не все углеродистые, а только **угольные** породы; углеродистые породы нефтяного ряда получили собственное название – «битумолиты». Дело в том, что материнский термин carbon может означать не только «углерод», но и «уголь». Недаром каменноугольная система именуется карбоном!

[7] Напомним, однако, что из этих двух чудовищ Харибда гораздо опаснее: ведь Сцилла закусывала только шестью моряками, тогда как Харибда проглатывала весь корабль целиком... Поэтому хитроумный классификатор Одиссей приказал своим гребцам рулить поближе к Сцилле и подальше от Харибды!

2.2. Типизация процессов гипергенеза как предпосылка типизации осадочных пород

В историческом обзоре химических классификаций было показано, что разные исследователи по-разному оценивали существенность признаков химического состава, придавая им неодинаковый вес. Поэтому одни признаки (например, молекулярное отношение Al_2O_3/SiO_2 у А. Н. Неелова) служили для выделения наиболее крупных таксонов, а другие – для выделения таксонов низшего порядка. Очевидно, что расстановка приоритетов не была произвольной: исследователи руководствовались, во-первых, целями классифицирования (пусть и не всегда эксплицированными), а во-вторых – той или иной *априорной информацией* относительно множества осадочных пород, которое надлежало разбить на подмножества, т. е. классифицировать. В наиболее ясной форме такая априорная (генетическая!) информация была реализована Л. В. Пустоваловым.

Хотя нам совершенно чужды крайности «генетизма», основополагающая идея Л. В. Пустовалова – классифицировать осадочные породы в некоем соответствии с породившими их процессами – представляется нам глубоко верной и нисколько не устаревшей. Задача состоит в том, чтобы задать такие основания классификации, которые по возможности отражали бы основные процессы зоны гипергенеза – были бы в этом смысле *информативными*.

Очевидно, что эта идея отнюдь не оригинальна – из сходных установок исходили создатели всех без исключения классификаций [238, с. 8–22], в частности отечественные исследователи Л. В. Пустовалов, В. Т. Фролов, А. А. Предовский и А. Н. Неелов. Например, предлагая параметр F, А. А. Предовский исходил из установленной в литологии *«тенденции преобразования вещества при выветривании и осадконакоплении. Первая из них – отделение кремнезема от фемических компонентов»* [212, с. 17].

Таким образом, типизация процессов гипергенеза является естественной предпосылкой для классифицирования их конечных продуктов – осадочных пород.

Согласно А. Б. Ронову [224], главными процессами в зоне гипергенеза являются гидролиз, кластогенез, окисление-восстановление, растворение, хемо- и биогенное осаждение из растворов, комплексообразование и сорбция. Кластогенез – это процесс механический, а прочие – химические и физико-химические. Попытаемся кратко рассмотреть суть каждого процесса (с необходимыми дополнениями) и указать его результат – осадок (осадочную породу) или его существенные компоненты.

Растворение (=выщелачивание) – в результате образуются элювий и карст. Процесс имеет породообразующее значение для кор выветривания; однако, как очевидно, он «стоит за скобками» образования вообще всех – не только аквагенных, но и литогенных пород.

Гидролиз – это основной процесс образования глинистых минералов. Протекает в основном в корах выветривания, но также и при подводных эксгаляциях. Следовательно, он имеет породообразующее значение при формировании кор выветривания, а также всех глинистых и гидроксидных пород, в том числе при формировании вулканогенно-осадочных гидроксидных руд железа и марганца. Гидролиз может протекать при неизменной валентности элементов-минералообразователей (например, Al) или сопровождаться их окислением (например, $Ti^{3+} \rightarrow Ti^{4+}$, $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$).

Осаждение с полимеризацией – основной процесс образования аутигенных силикатов (например, глауконита и лептохлоритов), которые синтезируются из растворов путем полимеризации мономерных субъединиц. Процесс имеет породообразующее значение для силикатных аквагенных пород, но, конечно, протекает и при образовании существенно терригенных глинистых минералов. Например, образование монтмориллонита из хлорита можно представить себе как комбинацию «растворение + гидролиз»: нужно удалить из структуры хлорита бруситовый слой, а на его место «вставить» молекулы воды и поглощенные катионы. Однако для образования монтмориллонита из пироксенов и амфиболов этих процессов уже недостаточно вследствие резкой разницы кристаллических структур субстрата и продукта. Поэтому вероятнее, что в корах выветривания по базитам или по основным туфам монтмориллонит синтезируется из растворов. Известно также, что распространеннейший глинистый минерал – диоктаэдрическая гидрослюда – по химическому составу ближе к структурно чуждому ей триоктаэдрическому биотиту, а не к структурно родственному диоктаэдрическому мусковиту [143]. Поэтому «терригенная» гидрослюда в некоторой степени должна быть полимерным продуктом ресинтеза из растворов, т. е. отчасти и аутигенным минералом. Наконец, полимерным продуктом является и аутигенный кварц – породообразующий минерал кремневых пород (предшественником его был опал кремнистых раковинок планктона и скелетов губок).

Простое осаждение – основной процесс формирования карбонатов, фосфатов и других труднорастворимых соединений и соответственно – породообразующий процесс для карбонатных и некоторых других пород.[8]

---

[8] В данном случае неважно, что этот процесс чаще всего протекает в тканях живых организмов – от этого его химическая суть не меняется.

Осаждение легкорастворимых солей вследствие удаления растворителя – процесс галогенеза, имеющий породообразующее значение для солевых пород (эвапоритов).

Окисление-восстановление имело важнейшее породообразующее значение в позднем архее (онтарии) и раннем протерозое (карелии) [234]. Только в эти эпохи на Земле формировались мощные толщи железистых кварцитов в результате окисления в гидросфере (с последующим гидролизом): $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$. В последующие эпохи вследствие изменения состава атмосферы Земли основная масса Fe^{2+} окислялась на континентах, не достигая океана. В фанерозое главной ареной окислительно-восстановительных процессов стали коры выветривания и зона диагенеза субаквальных осадков [249]. Соответственно, окислительно-восстановительные процессы имели породообразующее значение для некоторых гидролизатных пород (элювиальные бурые железняки), конкреций и вообще для осадочных руд (сульфидных, лептохлоритовых, сидеритовых, серных и др.).

Сорбция (адсорбция на поверхности + абсорбция в объеме + + хемосорбция) самостоятельного породообразующего значения не имеет, но иногда придает породам специфические черты. Так, осадочные железные руды обязательно несут вредную примесь фосфора в результате сорбции фосфат-иона; природные глинистые сорбенты (монтмориллониты и глаукониты) бывают «легированы» примесями сорбированных металлов (Ni, Cr и др.), содержания которых могут достигать первых процентов. Яркой иллюстрацией эффективности процесса хемосорбции служат мощнейшие концентрации Ge, Ga, U, V, Cr, Ni в изолированных обломках углефицированной древесины. Например, содержания Ge в золе таких включений достигают 8 %, V – 7, Cr – 2.5, Ni – 8.14 % и т. д. [291, 292].

Фоссилизация (консервация) – процесс, не указанный А. Б. Роновым. Он всегда сопровождается полимеризацией и ответствен за накопление в стратисфере органического вещества (ОВ) – как терригенного, так и аквагенного. Как известно, ОВ аккумулирует солнечную энергию [51]; оно термодинамически нестабильно и может сохраниться только в фоссилизированном состоянии. Поэтому процессы накопления углеродистых пород (кахитолитов) – углей и черных сланцев – сильно зависят от скорости «минеральной» седиментации и от содержания кислорода в осадке. Кахитолиты могут образоваться либо при очень быстром захоронении ОВ (угли), либо при медленном захоронении, но в аноксических условиях (многие черные сланцы-доманикоиды) [300].

Механические процессы

Кластогенез, или фрагментация, горных пород. Сам по себе может породить только элювий; однако поскольку кластогенез сопровождает или предваряет все прочие процессы гипергенеза, то он имеет породообразующее значение.

Следующие четыре процесса А. Б. Ронов не указал, хотя их значение в литогенезе огромно.

Гранулометрическая дифференциация – природное классифицирование частиц по крупности в водной или воздушной среде, например – разделение пелитовой и алевритовой фракций при образовании флиша.

Гравитационная дифференциация – природное классифицирование частиц по весу в тех же средах, например – образование россыпей.

Природная флотация – всплывание частиц более тяжелых, чем жидкость, с помощью пузырьков воздуха и других природных «флотореагентов». С помощью флотации может переноситься даже мелкое золото.

Совокупность названных процессов имеет важнейшее породообразующее значение – она создает гранулометрический спектр осадочных пород как петро-литогенных, так и аквагенных. Одновременно с дифференциацией частиц по крупности и удельному весу происходит их разделение и по химическому составу. Поэтому механические процессы способствуют дальнейшей дифференциации химического состава осадочных пород по сравнению со средним составом магматических пород. В результате сочетания химических и механических процессов в гипергенезе возникают породы с контрастными химическими составами: кварцевые песчаники, бокситы, железные руды и др.

Смешивание частиц разной крупности, удельного веса и состава – процесс, идущий в аллювии крупных рек с многочисленными притоками, в конусах выноса в межгорных впадинах и в океане у континентального подножия, куда сбрасывают свой груз гравитационные потоки. Если на водосборах, например, развиты гранитоиды, основные породы и метаморфиты, то в аллювиальных отложениях следует ожидать смесь минералов и обломков пород из всех этих источников. Таков, например, состав псефитов базальной *алькесвожской* толщи в палеозойском комплексе уралид на Приполярном Урале, в которой присутствуют обломки диабазов, риолитов и метаморфических сланцев [111].

Кроме того, смешивание происходит и в эпиконтинентальных морях при штормах, паводках, моретрясениях. В результате уже отдифференцированные осадки могут вновь стать плохо сортированными.

Наконец, особенно мощным агентом смешивания являются покровные ледники. Именно поэтому В. М. Гольдшмидт считал ледниковые отложения Скандинавии природной «средней пробой» кристаллических пород Балтийского щита, т. е. допускал полное отсутствие гипергенных процессов дифференциации материала по составу.

Важнейшее литогенетическое значение смешивания было подчеркнуто А. Ф. Белоусовым, который считает необходимым отразить это в генетической классификации осадочных пород [194,

с. 8]: «*Важное укрупненное генетическое подразделение горных пород – деление на классы фракционатов (продуктов фракционирования, расщепления вещества) и микститов* (продуктов смешения) [...]. *Оно устраняет ориентацию петрологов только на признание фракционирования (дифференциации), которое до недавнего времени было почти самодовлеющим. Достаточно ясно, что на горнопородном уровне фактор смешения проявлен гораздо сильнее, чем на минеральном, где он ограничен твердофазной взаимной растворимостью (изоморфизмом). На уровне минеральных агрегатов (горных пород) появляется возможность неограниченного смешения фаз*».

Итак, если процессы механической дифференциации (и большинство химических процессов) способствуют поляризации химического состава осадочных пород (все большему удалению их от среднего состава пород магматических), то процессы механического смешивания приводят к обратному результату [183]. И хотя обе тенденции проявлены при формировании как петрогенных, так и литогенных пород, все же *литогенные породы, как правило, более дифференцированы, чем петрогенные. Повторное поступление материала в осадочный цикл все же чаще ведет к его дифференциации, чем к смешиванию.*

2.3. Морфоструктурное основание классификации: мечта и реальность

В первом варианте нашей химической классификации, предложенном в 1986 г., было два основания – *главное* химическое и дополнительное морфоструктурное: «*Химические процессы (и соответственно – химический состав осадочных пород) есть главная предпосылка классифицирования, а механические процессы (и соответственно – структурные характеристики) – подчиненная, дополнительная предпосылка. Это позволяет задать единое (химическое) основание классификации, используя структурную характеристику для выделения таксонов более низкого ранга*» [302, с. 8].

Мы считали необходимым как-то отразить в классификации процесс кластогенеза: «*Фундаментальным фактом является наличие в осадочных породах обломков (результат процессов кластогенеза). Правда, обломки есть и в эффузивных породах* (а также, добавим мы теперь, – и в эруптивных!), *однако роль этого признака в изверженных породах неизмеримо меньше, чем в характеристике пород осадочных. Содержание обломков в петрогенных породах* (разумеется, добавим мы теперь, также и в литогенных!) *жестко скоррелировано с составом последних* (*напр.*[имер], *ряд: гравелиты–пески–алевриты–пелиты, в котором сильно нарастают содержания* Al_2O_3, TiO_2 *и т. п.*). *Для аквагенных пород наличие и содержание обломков несут важ-*

Таблица 3

Классификация осадочных пород по двум основаниям – химическому составу (типы) и морфоструктурным признакам [302, с. 30]

Типы	Морфоструктурные признаки			
	Стратолиты			Астратолиты
	кластолиты	пелитолиты	конкрецоиды	
Силиты Сиаллиты и сиферлиты Гидролизаты Алкалиты Карбонатолиты Эвапориты Фосфатолиты Сульфидолиты Кахитолиты Аквалиты Микстолиты	44 рода			

ную генетическую информацию (напр.[имер], *известняки пелитоморфные и детритовые*) *и, следовательно, также имеют существенное классификационное значение*» [302, с. 13].

Исходя из такой идеологии, 11 хемотипов по содержанию обломков вначале были подразделены на два *порядка*: *стратиформные* (*стратолиты*) и *нестратиформные* (*астратолиты*). К последним были отнесены все конкреции, секреции, кластические дайки, минеральные псевдоморфозы по остаткам фауны и флоры. Отдельно предлагалось выделить таксон *конкрецоидов* – стратиформных пород, по составу неотличимых от конкреций. В свою очередь стратолиты были подразделены на *семейства кластолитов* (обломков более 50 %) и пелитолитов (обломков менее 50 %). Сочетание химического типа с морфоструктурными порядками и семействами давало классификационную сетку – 44 *рода*.

Предлагалось при определении рода осадочной породы указывать оба признака: химический и структурный. Например, детритовый известняк следовало называть *карбонатным кластолитом*, кремнистый пластовый фосфорит – *фосфатно-карбонатным конкрецоидом* и т. п. (табл. 3).

Однако последовавшая за этим десятилетняя практика литохимических исследований показала, что морфоструктурная ветвь классификации немедленно засохла – она не привилась к живому стволу химических таксонов. Поэтому ни сами авторы, ни кто-либо из наших последователей (например, Э. З. Гареев, Л. И. Опаренкова, М. В. Ишерская, М. В. Рыкус, М. М. Филиппов, Г. В. Ивенсен, З. И. Петрова, В. А. Макрыгина, В. И. Силаев, Э. М. Пинский и др.) при использовании химической классификации никогда не использовали морфоструктурных определений.

Дело в том, что классификация-86 была чересчур «романтичной»: она претендовала на замену несовершенных литологических классификаций. В действительности такой необходимости не было и нет; литологические классификации следовало совершенствовать (что и было сделано В. Т. Фроловым, В. Н. Шванов ым и др.), а химическую классификацию строить как одну из альтернативных («целевых» по В. Н. Шванову).

Действительно, если химическая классификация применяется при наличии достаточно детальной литологической информации, то в силу дополнительного, подчиненного характера химических признаков никому не придет в голову называть кварцевый песчаник «кремнистым кластолитом». Если же она применяется при недостатке литологической информации (когда она всего нужнее), то, хотя структурную характеристику породы нередко можно «угадать» (например, определить, что это именно кварцевый песчаник, а не фтанит или яшма), опять-таки не видно необходимости отказываться от традиционных литологических терминов. Поэтому диагноз «этот гипертитанистый суперсилит, скорее всего, является литогенным кварцевым песчаником типа second cycle» нет никакого смысла заменять диагнозом «является кремнистым кластолитом». Ибо первый содержит генетическую информацию, а второй – не содержит, по крайней мере в явной форме.

Так (по Шекспиру) рухнули «замыслы с размахом, вначале обещавшие успех».[9] Разумеется, идея структурной координаты сама по себе вполне животворна, но – для собственно литологической, а не для химической классификации. Она с большим успехом реализована в новейшей «Систематике осадочных пород и их аналогов» [238], где заданы 29 вещественных классов, а по структурному признаку выделены 4 семейства (кластолиты, пелиты, кристалло-органолиты и интракласты) в составе 11 родов (и подродов) и 28 видов.

2.4. Нормативные пересчеты: сильный наркотик

Как уже говорилось, элементы нормативного пересчета присутствуют во многих классификациях. Полностью исключить их нельзя; например, чтобы задать границы хемотипов *карбонатолитов* или *фосфатолитов*, необходимо назначить такое содержание CO_2 и P_2O_5, которое отвечало бы 50 % нормативных компонентов (миналов) – карбоната и фосфата кальция.

Нормативный пересчет служит важным эвристическим инструментом геохимика. Например, в петрологии установление того факта, что порода пересыщена или недосыщена кремнеземом, позволяет предсказать, должен ли в ней быть кварц или нет. Более того, казалось бы, сугубо техническая процедура нормативного пересчета кремнисто-шамозитовых конкреций заставила сконструировать два новых минала септехлоритов, что подчеркнуло специфику этих минералов [289]. Незаменим нормативный пересчет для

[9] «Гамлет», перев. Б. Пастернака.

точной оценки минерального состава осадочной породы – тогда, когда на качественном уровне он уже установлен. Например, при просмотре шлифа песчаника мы отмечаем наличие в породе кварца, плагиоклаза, калишпата и карбоната и очень приблизительно оцениваем их количество; пересчитав химический анализ, мы получаем не только точное содержание этих минералов, но и сможем записать формулы слюды и карбоната и даже определить номер плагиоклаза. Все это дает важную дополнительную информацию о породе. В таком качестве (для точного расчета минерального состава породы) нормативные пересчеты использовались нами чрезвычайно широко, особенно при работе на метаморфических толщах [75, 98, 111, 178, 297, 308 и др.].

Однако сама процедура нормативного пересчета обладает определенным «наркотическим» действием. ***Соединение компонентов в стехиометрических отношениях (неважно, используются ли для этого молекулярные количества или весовые проценты) может создавать иллюзию получения новой информации даже тогда, когда в действительности ее нет.***

Примеры такого рода многочисленны, ограничимся только одним.

А. И. Бураго разработал сложную методику нормативного пересчета для терригенных пород, основанную на *«использовании соотношений петрогенных элементов, входящих в состав минералов глинисто-слюдистой и терригенной фракции породы»* [36, с. 169]. Предварительно автор путем статистических расчетов установил заранее очевидное, а именно, *что «почти все петрогенные элементы, входящие в состав глинистых минералов, находятся во взаимной функциональной зависимости»* [там же]. Затем он просто постулирует, что не менее 90 % валовых количеств MgO и H_2O входит в состав глинистой фракции. Все терригенные породы разделяются на две группы с использованием соотношения H_2O^+/H_2O^- : группа 1, $H_2O^+/H_2O^- < 6$ – мало хлорита и каолинита; группа 2, $H_2O^+/H_2O^- > 6$ – преобладают хлорит и каолинит. Далее для этих двух групп приводится алгоритм пересчета с помощью пяти (!) вспомогательных таблиц, включая и логарифмирование (!) некоторых величин. В итоге автор вычисляет химический состав и содержание в породе глинистой фракции и нормативный состав обломочной части. Последний в свою очередь состоит из «свободных» компонентов (SiO_2, Fe_2O_3, K_2O', $TiO_2+P_2O_5$, MnO, $C_{орг}$) и нормативных минералов – альбита, анортита, калишпата, кальцита и ильменита.

Вся эта сложная процедура представляется нам весьма уязвимой для критики.

Во-первых, крайне сомнительна исходная установка – использование в качестве одного из параметров минусовой воды, т. е. гигроскопической влаги! При наличии монтмориллонита эта величина может оказаться слишком вариативной, и тогда разделение пород на две группы потеряет смысл.

Во-вторых, зачем нужен нормативный пересчет, если в нем отсутствуют минералы глинисто-слюдистой фракции (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, а иногда и другие, более экзотичные, напр., палыгорскит или глауконит)?

В-третьих, если величины SiO_2, Fe_2O_3, $C_{орг}$ могут интерпретироваться как кварц (или халцедон, опал), гематит и органическое вещество, то что означает «свободные» K_2O, $TiO_2+P_2O_5$ и MnO? По мнению А. И. Бураго, K_2O' означает калий в составе поглощенного комплекса. Однако это должен быть K^+, а не K_2O, а кроме того, количество такого калия в породах на самом деле так мало, что должно быть соизмеримо с ошибками пересчета. Точно так же, если и можно допускать присутствие в породе части фосфата в сорбированной (на гидроокислах железа) форме, то все же заведомо доминирующей формой нахождения фосфата в осадочных породах является апатит, но отнюдь не свободный фосфат-ион. Что же касается MnO, то он, конечно же, присутствует в подавляющем большинстве случаев в составе карбоната и поэтому должен представляться не в форме MnO, а в форме $MnCO_3$.

В-четвертых, наконец, в этом странном пересчете отсутствуют такие важные компоненты осадочных пород, как сера и сульфат. Вероятно, автор, работавший на мезозойских или кайнозойских терригенных толщах Дальнего Востока, просто не сталкивался с породами, богатыми пиритом или сульфатами; но очевидно, что такая ситуация не является общим случаем.

В итоге мы заключаем, что методика А. И. Бураго не только не имеет каких-либо преимуществ перед рутинным нормативным пересчетом, но и принципиально, и процедурно она вызывает большие сомнения. Недостатки методики слишком очевидны, чтобы ее можно было рекомендовать для использования.

2.5. Общая схема химической классификации

Итак, для систематизации химического состава осадочных горных пород (седиментитов) нами в 1986 г. была предложена химическая классификация [302], важной частью которой была разработанная ранее система петрохимических модулей [295].

Определенную величину «абсолютного» содержания компонентов химического анализа, используемую в качестве классификационной границы, назовем *петрохимическим параметром*. Отношение двух компонентов или какой-то функции от них (например, двух сумм) вслед за акад. Н. М. Страховым и многими другими исследователями будем называть *петрохимическим модулем*.

В качестве основания классификации использовались, с одной стороны, параметры (в мас. %), т. е. определенные пороговые содержания CO_2, P_2O_5, SO_3, (Na_2O+K_2O), S, $C_{орг}$ и некоторые другие, а с другой – модули. Таким образом, алгоритм классифицирования – двухступенчатый. Сначала выделяются таксоны по параметрам, а затем оставшаяся часть совокупности осадочных пород (где пороговые содержания не достигаются) классифицируется по модулям.

Химическая классификация насчитывает 11–12 главных химических типов осадочных горных пород, а среди них – в 2–3 раза больше классов (табл. 4).

Хотя классификация была разработана для нормальных осадочных пород, она оказалась пригодной и для распознавания пород иного генезиса. В частности, классификация позволяет распознавать туфы и туффиты, а также эффузивы. Для диагностики вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород в классификации предусмотрено выделение подтипов «псевдоосадочных» пород, а именно – *псевдосилитов, псевдосиаллитов* и *псевдогидролизатов* – соответственно, в рамках типов силитов, сиаллитов и гидролизатов. Эти подтипы выделяются по аномально высоким содержаниям MgO. Подтип железистых пород – *сиферлитов* – также в значительной мере представлен не столько нормально-осадочными, сколько вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами основного состава. Наконец, и таксон аномально-щелочных пород (*алкалитов*) только отчасти представлен осадочными породами (но

Таблица 4

Схема химической классификации осадочных пород и их аналогов. По [302, с. 31] с изменениями в части «классов»

Типы	Подтипы	Классы
Силиты ГМ <0.30	Силиты Псевдосилиты — MgO > 3%	Гипер-, супер-, нормо-, миосилиты
Сиаллиты и сиферлиты ГМ = 0.31—0.55	Сиаллиты и сиферлиты Псевдосиаллиты и псевдосиферлиты — MgO > 3 %	Гипо-, нормо-, суперсиаллиты и сиферлиты
Гидролизаты ГМ >0.55	Гидролизаты Псевдогидролизаты — MgO > 3 %	Гипо-, нормо-, супер-, гипергидролизаты
Алкалиты — $Na_2O + K_2O$ >8 %		Na, K
Карбонатолиты — CO_2 > 20 %	Ca+Mg+Fe+Mn Na	Ca, Mg, Ca-Mg, Mg (Fe), Ca-Fe-Mg-Mn и др.
Эвапориты — SO_3 >20%, Cl, Br, J, F > 20 %, NO_3 > 37 %, B_2O_3 > 20 %	Сульфатолиты Галолиты Нитратолиты Боратолиты	Ca, Mg, K, Na, Ba, Sr Na, K, Mg, Ca Na, K Na, K, Mg, Ca
Фосфатолиты — P_2O_5 > 20 %		Ca, Al, Fe
Сульфидолиты — S >20 %		Fe, Cu, Zn и др.
Кахитолиты — $C_{орг}$ >15 %		O, H, N
Аквалиты — H_2O >20 %		

они специфичны и могут, например, быть щелочными туфами); важную часть типа алкалитов составляют щелочные эффузивы и метасоматиты.

Итак, химическая классификация, помимо того, что является инструментом описания нормальных седиментитов, содержит и критерии различения их от вулканогенно-осадочных или вулканогенных. Кроме того, как показала практика геохимических исследований древних толщ Севера Урала (1986–1997 гг.), классификация оказалась вполне пригодной и для диагностики субстрата метаморфических пород, обнаружив определенные преимущества перед известными классификациями А. А. Предовского [211] и А. Н. Неелова [183].

Любая горная порода стратисферы содержит не более 18–20 породообразующих компонентов:

SiO_2	FeO	Na_2O	H_2O	SrO, BaO
TiO_2	MnO	K_2O	SO_3	Cl, F
Al_2O_3	MgO	P_2O_5	$C_{орг}$	B_2O_3
Fe_2O_3	CaO	CO_2	S	NO_3

Для характеристики наиболее распространенных в литосфере оксидно-силикатных петро-, лито-, пирогенных и некоторых аквагенных пород вполне достаточно первых пяти компонентов. С их помощью можно описать породы кремневые, глинистые, песчаные, а также алюминиевые, железные и марганцевые руды. В современной вещественно-генетической классификации эти группы пород названы *силикалитами* и *оксидолитами* [238]. Для описания указанных седиментитов достаточно одного петрохимического параметра – гидролизатного модуля ГМ [299, с. 28].

Гидролизатный модуль (ГМ) предназначен для количественной оценки двух важнейших гипергенных процессов – выщелачивания и гидролиза. При инфильтрации метеорных вод из пород выносятся подвижные компоненты, в числе которых не только щелочи и щелочные земли, но отчасти и кремнезем. При этом в результате гидролиза накапливаются элементы-гидролизаты, образующие труднорастворимые гидроксиды (Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2). Мерой этого процесса гипергенной дифференциации вещества служит соотношение между гидролизатами и кремнеземом:

$$ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2.$$

Как видно, в числитель модуля включены также негидролизатные компоненты FeO и MnO. Так сделано потому, что мы не имеем возможности достоверно судить о том, что определенные анализом горной породы Fe^{2+} и Mn^{2+} суть первичные формы нахождения этих элементов в осадке. Значительная часть их могла первоначально иметь вид Fe_2O_3 и MnO_2 и восстановиться в диагенезе (а для метаморфических пород и гораздо позже – при метаморфизме). Таким образом, железо должно включаться в гидролизатный модуль целиком, пренебрегая тем обстоятельством, что формально FeO – не гидролизатный компонент. То же касается и MnO с тем дополнением, что MnO может быть лишь условной аналитической формой выражения присутствующего в породе Mn.

Лишь в тех случаях, когда в породе много карбонатов или сульфидов с Fe и Mn, включение FeO и MnO в гидролизатный модуль становится сомнительным. Для таких ситуаций М. П. Кетрис разработала специальные поправки при вычислении ГМ (в ГМ включается лишь та часть FeO и MnO, которая не связана в карбонатной или сульфидной форме). Однако, во-первых, не вполне ясна сама методологическая основа таких поправок (ибо диагенетический $FeCO_3$ может получиться из бывшего в осадке Fe_2O_3 и, не учитывая этого, мы искусственно занизим гидролизатный модуль!), а во-вторых, такие ситуации довольно редки. Поэтому можно рекомендовать вычисление гидролизатного модуля ГМ без поправок.

Многолетняя практика показала, что ГМ – параметр гораздо более универсальный и эффективный, чем известный алюмокремниевый модуль АМ, сфера применения которого весьма ограничена.

По значениям модуля ГМ выделяются три главных типа кремневых и терригенных осадочных пород, составляющих бóльшую часть стратисферы:

ГМ	Тип пород
Менее 0.30	Силиты
0.30–0.55	Сиаллиты и сиферлиты
Более 0.55	Гидролизаты

Тип силиты обнимает кремневые (аквагенные) и существенно кварцевые (литогенные) породы, но сюда же могут попасть, как ни странно, породы вовсе бескварцевые, но зато бедные глиноземом и железом. Это специфические образования, весьма богатые магнием, – либо пирогенные (пикритовые туфы), либо аквагенные (палыгорскитовые глины). Наличие таких пород вынуждает предусматривать выделение двух подтипов, которые отличаются по магнезиальности: собственно силиты и *псевдосилиты* (MgO > 3 %).

Собственно силиты разделяются на три класса:

ГМ	Классы силитов
≤ 0.05	Гиперсилиты
0.06–0.10	Суперсилиты
0.11–0.20	Нормосилиты
0.21–0.30	Миосилиты

Тип сиаллиты и сиферлиты выделяется по значениям ГМ 0.31–0.55. Как и в типе силитов, здесь тоже могут оказаться вулканогенно-осадочные и даже вулканогенные породы. Для их распознавания используются, во-первых, абсолютные содержания MgO (выделяются *псевдосиаллиты* и *псевдосиферлиты*, с MgO > > 3 %) и, во-вторых, значение вспомогательного железного модуля ЖМ, который разделяет сиаллиты от сиферлитов по значению ЖМ = 0.75.

Большинство алевроглинистых пород, значительная часть граувакк и даже некоторые аркозы относятся к собственно сиаллитам. По значениям ГМ целесообразно различать три класса собственно сиаллитов:

ГМ	Классы сиаллитов
0.30–0.35	Гипосиаллиты (пониженно-гидролизатные)
0.36–0.48	Нормосиаллиты (нормально-гидролизатные)
0.49–0.55	Суперсиаллиты (повышенно-гидролизатные)

Практика показывает, что гипосиаллиты чаще всего оказываются не столько глинистыми, сколько обломочными породами (например, глинистыми алевролитами); они родственны миосилитам. Наоборот, суперсиаллиты – это естественный переход от сиаллитов к гидролизатам. Потребность в выделении градаций суперсиаллитов,

т. е. сиаллитов, обогащенных сверх нормы гидролизатным материалом, видна хотя бы из того, что ранее границу гидролизатов проводили по значениям ГМ = 0.50 [295] и лишь позднее ее подняли до ГМ = 0.55 [302]. Практика показывает, что значения ГМ больше 0.48 в глинистых породах всегда отражают присутствие в них либо глиноземистых (каолинит), либо железистых минералов (шамозит, гидроокислы Fe). Другими словами, такие глины генетически связаны с гидролизатами – продуктами кор выветривания.

Исключительно важное диагностическое значение имеет выделение магнезиальных пород – *псевдосиаллитов*. Среди нормальных осадочных пород таких составов, как правило, не встречается. В большинстве случаев псевдосиаллиты являются породами пирогенными – базитовыми туффоидами или их прямыми дериватами (например, бентонитовыми глинами). Носителем магния в псевдосиаллитах является хлорит или монтмориллонит (реже – палыгорскит). Более редким, но тоже очень важным случаем является сочетание магнезиальности с калиевостью, что вызывается присутствием в породах биотита. Такие породы могут быть либо средними петрогенными аркозами, либо щелочными туффоидами.

Тип гидролизаты выделяется по значениям ГМ более 0.55. Здесь также могут присутствовать пирогенные осадочные или вулканические породы, которые распознаются по своей магнезиальности, что требует выделения двух подтипов: собственно гидролизатов и *псевдогидролизатов* ($MgO > 3$ %). Заметим, что иногда даже самые настоящие гидролизаты по субстрату базитов (и тем более – гипербазитов), например гидрохлоритовые, вермикулитовые и монтмориллонитовые глины из кор выветривания, все еще сохраняют высокие содержания MgO. Это не покажется странным, если вспомнить, что хлорит в сущности – двухфазный минерал, и одна из его «фаз» – гидроксидная, $Mg(OH)_2$. Попытка избежать этого, поднимая границу содержания MgO, например до 5 %, оказывается неэффективной – неудобства от этого больше, чем пользы. В данном случае мы имеем неискоренимый порок любой строгой классификации – неподвижность заранее заданных границ, которые иной раз режут природу «по живому». Собственно гидролизаты делятся на четыре градации:

ГМ	Градация гидролизатов
0.56–0.85	Гипогидролизаты
0.86–2.0	Нормогидролизаты
2.1–10	Супергидролизаты
Более 10	Гипергидролизаты

Значение ГМ 0.85 характерно для такого минерала-индикатора, как каолинит (заметим, что теоретически в чистом каолините ГМ равен алюмокремниевому модулю АМ), а нижняя граница супергидролизатов задана по значению ГМ, равному 2; такова, в частности,

нижняя граница алюмокремниевого модуля для промышленных бокситов.

Основное различие между *гипо-* и остальными гидролизатами в том, что в последних обязательно должны присутствовать свободные оксиды (или гидроксиды) Al или Fe, тогда как в первых они могут быть, а могут и отсутствовать. Сфера применения градации «гипергидролизаты» пока не очень ясна, хотя очевидно, что такие образования – это высококачественные Fe- или Al-руды. Заметим, что если при низких содержаниях MnO, составляющих в большинстве осадочных горных пород 0.1–0.3 %, включение или невключение MnO в гидролизатный модуль ничего существенно не меняет, то в окисных Fe-Mn рудах вычисление ГМ без MnO было бы грубой ошибкой.

Итак, гидролизатный модуль ГМ – это основной классификационный параметр для алюмосиликатных и оксидных осадочных пород, позволяющий выделить три их крупных типа. Все остальные химические типы выделяются просто по пороговому содержанию одного из компонентов. Такое содержание (параметр) назначается с таким расчетом, чтобы нормативный минерал, образованный данным компонентом (карбонат, сульфат, фосфат и др.) составлял не менее 50 % по массе от породы. Понятно, что в силитах, сиаллитах и сиферлитах этого порогового значения не достигается.

Всего таких типов восемь: алкалиты ($Na_2O + K_2O > 8$ %), аквалиты ($H_2O > 20$ %), карбонатолиты ($CO_2 > 20$ %), фосфатолиты ($P_2O_5 > 20$ %), эвапориты (SO_3, Cl, Br, I, $B_2O_3 > 20$ %, $NO_3 > > 37$ %), сульфидолиты ($S > 20$ %), сульфуролиты ($S > 50$ %), кахитолиты ($C_{орг} > 15$ %). Девятым типом являются смешанные породы – микстолиты, в которых более 50 % приходится на долю не одного, а суммы двух (или большего числа) компонентов.

Тип алкалиты: сумма (Na_2O+K_2O) более 8 %. В этот тип попадают не очень распространенные, но зато весьма специфичные седиментиты с совершенно определенной генетической нагрузкой, например щелочные туфы и продукты их перерождения в эпигенезе – цеолитовые, слюдистые, полевошпатовые, давсонитовые породы.

Действительно, условие 8 % суммы щелочей требует присутствия в породе не менее чем (в %): альбита – 74.0, ортоклаза или микроклина – 47.6, мусковита – 67.8, анальцима – 76.9, филлипсита – 72.7, давсонита – 74.8, троны – 17.4 и т. д. По ведущему элементу можно выделять либо два класса алкалитов (K и Na), либо три, с добавлением класса натрово-калиевых (Na–K).

Тип аквалиты: H_2O более 20 %. Термин предложен Л. В. Пустоваловым [216], реанимирован нами [302, с. 21] и затем В. Т. Фроловым [261, с. 260]. Граница 20 % вместо 50 % объясняется большой разницей плотности воды и других минералов. Известно, что плотность H_2O может быть и меньше единицы (лед) и больше единицы (рассолы); в среднем можно принять объем H_2O в 2.5 раза большим, чем объем породообразующих минералов; поэтому 50 % H_2O по объему будут отвечать примерно 20 % H_2O по

Таблица 5

Содержание CO_2 в породе при разном количестве в ней карбонатных минералов [302 с. 22]

Минерал	Содержание карбонатного минерала, %	
	100	50
Кальцит или арагонит $Ca[CO_3]$	44.0	22.1
Магнезит $Mg[CO_3]$	52.2	26.1
Доломит $CaMg[CO_3]_2$	47.7	23.8
Родохрозит $Mn[CO_3]$	38.3	19.1
Сидерит $Fe[CO_3]$	38.0	19.0
Давсонит $NaAl[CO_3](OH)_2$	30.5	15.3

массе. В тип аквалиты попадают мерзлые (льдистые) породы и все современные субаквальные осадки, насыщенные водой.

Тип карбонатолиты: CO_2 более 20 %. Термин предложен Л. В. Пустоваловым [216], реанимирован нами [302, с. 21] и затем В. Т. Фроловым [261, с. 260]. В современной структурно-вещественной «Систематике» [238] также присутствует такой таксон.

В этот тип попадают все карбонатные породы и многие «мергели», т. е. породы с содержанием (по классификации Г. И. Теодоровича) 30–70 % нерастворимого остатка. Назначение границы по содержанию CO_2 предполагает 50 %-ное содержание в породе карбонатного вещества. Однако содержание CO_2 в разных карбонатах заметно различается, соответственно разным получается пороговое содержание CO_2 – от 15.3 % для давсонита до 26.1 % для магнезита (табл. 5).

Таким образом, выбранная нами граница 20 % CO_2 формально является слишком низкой; для чистого известняка она будет отвечать только около 46 % кальцита, а для чистого доломитита – около 48 % минерала доломита.[10] И все же в назначении заниженного порога 20 % есть большой смысл; дело в том, что даже сильнокремнистые или сильнопесчанистые известняки и доломиты ***макроскопически всегда определяются геологом как «карбонатные породы».*** Поэтому называть породу с 45–46 % кальцита как-то иначе (например, карбонатным силитом) – это значит заранее резко увеличить несоответствие хемотипов с литотипами, чего хотелось бы избежать.

Используя результаты фазового «карбонатного» анализа [295, с. 26] и учитывая минералогический состав карбонатных пород, можно выделить восемь классов карбонатолитов.

[10] Объемная доля карбонатов в смешанных силикатно-карбонатных породах оказывается еще меньше массовой доли, вследствие заметной разницы удельных весов породообразующих карбонатов (в среднем 2.80 г/см^3) и силикатов (в среднем 2.65 г/см^3); поэтому даже 50 % по массе составят только 47 % по объему.

Класс 1: кальциевый (известняки); $CaO/(MgO + FeO + MnO) > > 3.8$.

Класс 2: магниево-(железо)-кальциевый (доломитовые и/или анкеритовые известняки); $CaO/(MgO + FeO + MnO)$ от 3.8 до 2.

Класс 3: кальциево-(железо)-магниевый (доломитовые и/или анкеритовые породы); $CaO/(MgO + FeO + MnO)$ от 2 до 0.8.

Класс 4: магнезиальный (магнезитовые породы); $MgO > > (CaO + FeO + MnO)$.

Класс 5: кальциево-железо-магниевый (сидероплезитовые породы); $(MgO + FeO + MnO) > CaO$.

Класс 6: железо-марганцевый (сидеритовые и олигонитовые породы); $(FeO + MnO) > CaO + MgO$.

Класс 7: кальциево-марганцевый (манганокальцитовые и родохрозитовые породы); $MnO > FeO + MgO$.

Класс 8: натриевый (давсонитовые породы); $Na_2O \gg (CaO + + MgO + FeO + MnO)$.

Известно, что в литологии давно практикуется обработка данных карбонатных анализов путем пересчета их на нормативные миналы: $CaCO_3$, $MgCO_3$, $FeCO_3$, $MnCO_3$. В 1986 г. мы предложили упрощенный вариант обработки карбонатных анализов без такого пересчета [302, с. 23].

Упрощение заключается в отказе от балансировки суммы оксидов (CaO, MgO, FeO, MnO) с CO_2 путем нормативного пересчета: условно принимается, что эти оксиды перешли в HCl-вытяжку только из карбонатной фазы. Для пород сильно карбонатных такое допущение корректно; но у пород с высоким выходом нерастворимого остатка (н. о.), например карбонатных глин (н. о. 75–95 %), часть MgO или FeO в HCl-вытяжке заведомо некарбонатная. Впрочем, для таких пород и определения CO_2 не всегда достаточно точны [295, с. 16], и поэтому нормативный пересчет мало помогает делу; всегда остается неопределенность в выборе правильной последовательности пересчета, например $CaO \rightarrow MgO \rightarrow FeO$, или, наоборот, $FeO \rightarrow MgO \rightarrow CaO$?

Сумма $(CaO + MgO + FeO + MnO)$ принимается за 100 %, и карбонатный анализ изображается точкой в предложенном М. П. Кетрис равностороннем треугольнике FCM с вершинами F $(FeO + MnO)$–C (CaO)–M (MgO). В дальнейшем вместо равностороннего мы использовали более удобный в ручной работе прямоугольный треугольник, в котором достаточно отложить по осям только параметры F и M. Впрочем, в компьютерный век эти и им подобные ремесленные приемы уже не нужны: компьютеру «безразлично», какой график построить.

На треугольнике FCM можно показать первые шесть классов карбонатолитов из восьми (рис. 3).

Тип фосфатолиты: P_2O_5 более 20 %. Термин был применен В. И. Лучицким в 1948 г. [162] и реанимирован нами [302, с. 23]. Л. В. Пустовалов именовал такие породы фосфоролитами, В. Т. Фролов сначала использовал традиционный термин «фосфо-

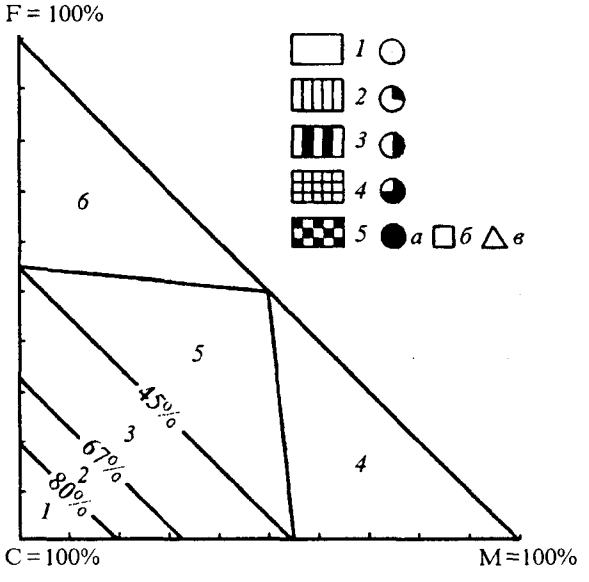


Рис. 3. Треугольник FCM [74, с. 16].

Классы (поля составов карбонатолитов): *1* – Ca, *2* – Mg (±Fe)–Ca, *3* – Ca–Mg (±Fe), *4* – Mg, *5* – Ca–Fe–Mg, *6* – Fe–Mn. На приводимых далее модульных диаграммах типы пород в пределах кластеров (*слева*) и вне их (*справа*): *1* – чистые карбонатные породы, н. о. ≤ 10 %; *2* – глинистые (кремнистые, песчанистые) карбонатные породы, н. о. 10–30 %; *3* – мергели карбонатные, н. о. 30–50 %; *4* – мергели глинистые (кремнистые, песчанистые), н. о. 50–90 %; *5* – бескарбонатные породы, н. о. >90 % (*а* – глинистые, *б* – песчаные, *в* – кремнистые).

риты» [261, с. 261], а затем, в новейшей «Систематике» [238, с. 148], – фосфатолиты.[11]

В наиболее распространенном минерале осадочных фосфоритов – фторапатите с формулой $9CaO \cdot 3P_2O_5 \cdot CaF_2$ — теоретически содержится 42.2 % P_2O_5, поэтому при 50 %-ном содержании этого минерала в породе нижняя граница фосфатолитов была бы равна 21.5 % P_2O_5. Однако в действительности большинство осадочных фосфоритов сложено франколитом, в котором есть и примесь CO_2 (фтор–карбонат–апатит), поэтому содержание P_2O_5 во франколите ниже, чем в чистом фторапатите. Это позволяет назначить «круглую» цифру 20 % в качестве границы фосфатолитов.

В типе фосфатолиты можно выделить следующие классы: кальциевый (большинство фосфоритов), железный (вивианиты), алюминиевый (алюмофосфаты типа вавеллита). Более редкие фосфаты ванадила, уранила, свинца и других элементов едва ли бывают породообразующими, так что не видно необходимости в выделении соответствующих классов фосфатолитов.

---

[11] Обращаем внимание читателя на терминологическое расхождение между табличной вкладкой в указанной монографии (табл. II, 5), и текстом. На вкладке фосфатные породы названы фосфоролитами, а в тексте (В. Т. Фролов) – фосфатолитами.

Тип эвапориты: SO_3, Cl, Br, I, B_2O_3 > 20 %, NO_3 > 37 %. Термин введен В. Гольдшмидтом и широко применялся в геохимии как генетический. Для целей химической классификации реанимирован нами [302, с. 23], а затем использован В. Т. Фроловым [261, с. 260]. В новейшей «Систематике» этот термин отброшен, будучи заменен термином «галолиты». По мнению Г. А. Беленицкой и В. В. Куриленко, термин *эвапориты* неудачен, так как «не охватывает всего объема рассматриваемой совокупности пород» [238, с. 199].[12] Эвапориты обнимают каменные и калийно-магниевые соли, гипсы, ангидриты, отложения боратов и селитр – все это продукты выпаривания (эвапорации) растворов в аридном литогенезе. По анионам можно выделить подтипы сульфатолитов, галолитов (или галогенолитов), нитратолитов и боратолитов. Ниже кратко охарактеризованы только два первых подтипа.

Подтип сульфатолиты: SO_3 более 20 %. Термин употреблен Л. В. Пустоваловым [216], реанимирован нами [302, с. 23] и использован в новейшей «Систематике» [238]. К этому подтипу относятся гипсы, ангидриты, бариты, более редкие сульфатные отложения, а также и некоторые вторичные продукты эпигенеза – например, песчаники с ангидритовым цементом.

Задать границу сульфатолитов по 50%-ному содержанию сульфатного минерала практически невозможно вследствие огромной разницы состава этих минералов. Так, самый богатый сульфатом ангидрит содержит SO_3 почти в 2.4 раза больше, чем мирабилит (58.8 и 24.9 %); разница между гипсом и баритом составляет около 13 % SO_3 (46.6 и 34.3 % соответственно) и т. д. В этой ситуации выбор границы следует ориентировать на некоторое среднее значение. Так, при 20 % SO_3 в породе может быть около 43 % гипса или около 58 % барита, или около 52 % алунита. Может быть, целесообразнее понизить эту границу даже до 15 % SO_3; ответ на данный вопрос может дать только опыт применения химической классификации.

Что касается классов, то в подтипе сульфатолитов они легко выделяются по катионам: кальциевый (гипс-ангидритовый), магниевый (эпсомитовый), натриевый (тенардит-мирабилитовый), бариевый (баритовый) и т. д.

Подтип галолиты (или галогенолиты): Cl (Br, I, F) более 20 %. Термин введен Л. В. Пустоваловым, который включал в него только каменные и калийные соли (галитолиты и сильвинолиты). В новейшей «Систематике» галолиты включают в себя и сульфатолиты [238]. Выбранное нами содержание Cl = 20 % – промежуточное между бишофитовым (17 %) и сильвинитовым (23.9 %), но

[12] На наш взгляд, то обстоятельство, что такие минералы, как галит, барит или флюорит, могут формироваться не только в эвапоритовом процессе, – еще недостаточное основание для того, чтобы отказаться от удобного традиционного термина. Например, многие «черные сланцы» – вовсе не черные, а серые, зеленоватые и даже желтые... [297; 300, с. 8–11].

значительно меньше галитового (30.3 %). Подтип легко делится на классы по катионам Na, Mg, K, Ca. В нем находят свое место и стратиформные флюоритовые отложения осадочного или вулканогенно-осадочного типа.

Тип сульфидолиты: S более 20 %. Термин принадлежит Л. В. Пустовалову [216], был реанимирован нами [302, с. 24], а в новейшей «Систематике» использован Ю. Л. Вербой и В. Т. Фроловым. Они указывают, что «*два сульфида железа – пирит и марказит – играют существенную роль в качестве породообразователей, т. е. формируют породы, состоящие более чем на 50 % из названных минералов. Остальные сульфиды – меди, полиметаллов, олова и др. – встречаются как примеси и крайне редко образуют скопления, которые по общепринятой номенклатуре могли бы быть отнесены к соответствующей породе*» [238, с. 237].

В этот тип попадают разные сульфидные фито- и зооморфозы, а из стратиформных образований – главным образом интенсивно сульфидизированные «черные сланцы». Выбор границы типа не менее спорен, чем для сульфатолитов, так как содержание серы в сульфидах резко различается: от максимального 53.5 % в пирите до минимального 13.4 % в галените. В данной ситуации целесообразно ориентироваться только на три наиболее распространенных сульфида: пирит, пирротин и халькопирит. Значение 20 % S отвечает промежуточному между 27 и 17.5 % (при 50%-ном содержании в породе соответственно пирита и халькопирита) и почти точно отвечает 50 % пирротина – сульфида, довольно типичного для многих черных сланцев. При необходимости тип сульфидолиты может быть разделен на классы по сульфидообразующему металлу: железный (пирит-марказит-пирротиновый), медно-железный (халькопиритовый) и т. д.

В 1986 г. мы предполагали, что в этот тип следует включать и отложения самородной серы [302, с. 24], но это было ошибкой.

Тип сульфуролиты: S более 50 %. Заслуга выделения «серных пород» в качестве самостоятельного таксона принадлежит В. Т. Фролову, который в новейшей «Систематике» назвал их сульфулитами (раньше они назывались им сульфуритами). Он пишет: «*Сульфулиты уникальны: породообразующим является один минерал и это – самородная сера*» [238, с. 241].

Тип кахитолиты: $C_{орг}$ более 15 %. Термин «кахит» предложен Н. Б. Вассоевичем [45] вместо термина «органическое вещество» как аббревиатура «ка» (CArbon) + «хи» (HYdrogen). Соответственно фоссилизированные органические вещества (ОВ), захороненные в осадочных породах (седиментитах) он предложил называть *седикахитами*.

Границу типа кахитолитов определить нелегко, ибо содержание ОВ или его аналитического показателя $C_{орг}$ сильно зависят от степени катагенеза седиментитов. Оно изменяется от 45 % в живом фитопланктоне до 100 % в графите. По содержанию $C_{орг}$ в сухом

седиментите Н. Б. Вассоевич [46, с. 4] различал следующие классы седиментитов:

Классы седиментитов	$C_{орг}$, мас. %
С сильно рассеянным ОВ	Менее 0.61
С умеренно рассеянным ОВ	0.62–2.5
С умеренно концентрированным ОВ	2.5–10.0
С сильно концентрированным ОВ	10.1–40.0
С весьма концентрированным ОВ	Более 40.0

Поскольку порода, содержащая 50 мас. %. ОВ сапропелевого типа, должна содержать около 22 % $C_{орг}$, то граница типа кахитолитов окажется в области «сильно концентрированного» ОВ, т. е. где-то между 10 и 40 % $C_{орг}$. Однако при выделении типа кахитолитов мы вынуждены отступить от принципа назначения границы 50 % по массе компонента и выбрать традиционное в литологии назначение границы – 50 % по объему. Дело в том, что плотность фоссилизированного органического вещества (кахитов) намного меньше плотности породообразующих минералов. Поэтому условие 50 % ОВ по массе, равносильное требованию зольности не более 50 %, – чересчур «жесткое», и ему могли бы удовлетворить лишь угли и даже далеко не все горючие сланцы!

Если для ОВ начала катагенеза принять среднюю плотность равную 1.45 г/см^3, а для минеральной матрицы – 2.72 г/см^3 (промежуточное значение между средними плотностями силикатов – 2.65 и карбонатов – 2.80 г/см^3), то ОВ будет занимать объем в 1.876 раз больший, чем минеральная матрица. Поэтому 50 % ОВ по объему – это всего лишь 26.6 % по массе. При содержании углерода в ОВ 60 % (торфяная стадия) получим содержание $C_{орг}$ в породе 16 %.

В итоге всех этих рассуждений мы выбрали границу типа кахитолитов по содержанию $C_{орг} = 15$ %, что примерно соответствует верхнему пределу содержания $C_{орг}$ для черных сланцев-доманикитов. Заметим, что ***в большинстве черных сланцев содержания $C_{орг}$ значительно ниже.*** Например, в знаменитых горючих сланцах эоценовой свиты Грин Ривер в США содержится всего около 14 % ОВ или около 11 % $C_{орг}$ [300, с. 137].

Было бы заманчиво расширить рамки типа кахитолитов за счет включения в него *былых кахитолитов*, потерявших значительную часть своего ОВ в катагенезе. Например, как показывают расчеты [300, с. 15], если порода с $C_{орг} = 10$ % содержит ОВ аквагенного (сапропелевого) типа и находится ныне на стадии катагенеза Ж, то на торфяной стадии она должна была содержать $C_{орг} = 19$ %, т. е. такая порода *была кахитолитом*! К сожалению, такое расширение едва ли возможно. Во-первых, сопровождающая химический анализ литологическая информация нередко столь скудна, что о степени катагенеза пород судить невозможно. Во-вторых, если потери $C_{орг}$ в катагенезе еще можно оценить, то потери $C_{орг}$ в метаморфизме вообще расчету не поддаются; в результате «выгорания» $C_{орг}$ в окислительно-восстановительных реакциях любое ис-

Таблица 6

Границы содержаний компонентов-определителей, 1988 г. [300, с. 23]

Компонент-определитель	Содержание, %	Определение
$Na_2O + K_2O$	5—8	Щелочной
CO_2	10—20	Карбонатный
P_2O_5	3—20	Фосфатный
$S_{сульфид}$	3—20	Сульфидный
$C_{орг}$	3—15	Углеродистый
Галогены, сульфат, борат	3—20	Хлористый и др.
TiO_2	>2	Титанистый
MnO	>1	Марганцовистый

ходное содержание $C_{орг}$ может упасть до нуля, например в железистых кварцитах [300, с. 16].

Разделение кахитолитов на классы можно было бы сделать, следуя традиционному выделению «гумусового» и «сапропелевого» ОВ, сформировав таким образом классы О- (кислородных) и Н- (водородных) кахитолитов. Однако недостаточность такого деления была подчеркнута Н. Б. Вассоевичем [45], по мнению которого следует различать не две, а *три* структурно-молекулярные группировки кахитов: липидно-липоидные (собственно сапропелевые) *алиновые* (АЛифатические и АЛициклические); белково-углеводные *амикагиновые* (АМИнокислоты и КАрбоГИдраты); ароматические (собственно гумусовые) *арконовые* (АРены КОНденсированные). В соответствии с этим можно выделить и три класса кахитолитов: Н-, N- и О-классы. Из этого следует, что для строгой классификации кахитолитов недостаточно определения только одного $C_{орг}$, необходим также элементный анализ ОВ с определением $H_{орг}$ и $N_{орг}$.

Тип микстолиты. В породах смешанного состава, или микстолитах, содержания перечисленных выше компонентов не достигают порога, но в то же время они достаточно велики, чтобы отразить это в названии типа путем соответствующего определения. Что значит «достаточно велико»? Если следовать литологической традиции, то это или 1/2 или 1/4 порогового содержания. Однако строгих правил на этот счет нет, и классифицирование смешанных пород во многом остается неформальной процедурой. Как свидетельствует В. Н. Шванов [276, с. 124–125], в литологии «*породы с тремя или более компонентами, в которых ни один из компонентов не достигает 50 %, называются смешанными. Единой номенклатуры таких пород нет... Самым простым способом наименования таких пород является перечисление компонентов в порядке возрастания с указанием процентов, например глинисто (10 %)-алеврито (20 %)-карбонатно (30 %)-песчаная (40 %) порода*».

В литохимии при назначении границ *компонентов-определителей* мы больше исходим из опыта и «здравого смысла», нежели из формальных соображений. Например, границей «щелочных» микстолитов выбрана величина $Na_2O + K_2O = 5$ %, а не 4 % (1/2 от 8 % – порогового значения для алкалитов). Дело в том, что кларковые значения величины $Na_2O + K_2O$ для глинистых сланцев докембрия и фанерозоя попадают в интервал 3.45–5.16 % [228, с. 142–144]. Поэтому есть смысл ориентировать границу щелочных микстолитов на верхний предел кларкового интервала.

Кроме того, полезно отразить в названии любых пород (не обязательно смешанных) и содержания двух малых компонентов – титана и марганца (табл. 6). Границы разновидностей седиментитов – «титанистых» и «марганцовистых» – также назначены с учетом их кларков в глинистых сланцах (0.68–0.90 и 0.10–0.13 % соответственно). Произвольность такого выбора очевидна, но наша практика показала, что границы > 2 % TiO_2 и > 1 % MnO оказались очень удачными.

ГЛАВА 3

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МОДУЛЕЙ. СИАЛЛИТОВЫЙ СТАНДАРТ

3.1. Петрохимические модули

Формирование осадочных пород в биосфере приводит к тому, что в них обязательно присутствует аквагенный компонент — даже в петрогенных и пирогенных породах, не говоря уже о литогенных. Что касается собственно аквагенных пород, то по определению аквагенный компонент в них даже преобладает над прочими. ***Наличие материала двух корней – петро-литогенного, с одной стороны, и аквагенного – с другой, делает осадочные породы изначально гетерогенными; в этом их фундаментальное отличие от магматических пород.***[1]

Из этого следует, что классифицирование осадочных пород просто по процентному содержанию компонентов, как в систематике магматических пород (например, в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$), пригодно только для существенно аквагенных пород. Мы видели, что по значениям параметров (пороговым содержаниям) CO_2, P_2O_5, SO_3, S, C, которые обеспечат 50 % нормативных карбоната, фосфата, сульфата, сульфида и органического вещества,

[1] Исключение представляют такие высокоспецифические породы, как кимберлиты, в которых присутствуют обломки (и матрикс) магматических пород наряду с обломками пород осадочных и/или метаморфических.

формируются таксоны – карбонатолиты, фосфатолиты и др., с использованием прочих компонентов лишь для выделения таксонов более низкого ранга.

Однако для пород, где доли суммы петро-лито-пирогенного и аквагенного компонентов в некотором смысле соизмеримы, эти две группы компонентов *служат разбавителями друг для друга*. В таких случаях «абсолютные» содержания компонентов уже мало информативны и мы вынуждены оперировать с нормированными содержаниями – модулями. Разнообразные модули традиционно используются в петрохимии (так, многие «числа» П. Ниггли суть модули); среди них, например, – «коэффициент агпаитности» $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ – в весовых процентах или в молекулярных количествах. В литологии наиболее популярны такие модули, как алюмокремниевый (Al_2O_3/ SiO_2), который часто называют «кремневым», «коэффициент зрелости Петтиджона» Al_2O_3/Na_2O, титановый модуль TiO_2/Al_2O_3. Изобретатели химических классификаций, как мы видели, либо применяют традиционные модули (модуль ***a*** у А. Н. Неелова), либо конструируют новые; таков, например, модуль ***F*** у А. А. Предовского.

Необходимость использования модулей вместо «натуральных» цифр химического анализа была очень четко аргументирована канадским литологом Г. Миддлтоном в отношении песчаников:

«Первичная пористость песчаников составляет около 20–30 %; поэтому, если цементация произойдет до уплотнения осадка, то вес. % любого оксида, не содержащегося в цементе, будет снижен примерно на 25 вес. %. Следовательно, мало толку использовать данные химического анализа (вес. %) без коррекции на присутствие цемента. Даже в случае карбонатного цемента не ясно, является ли часть карбоната скорее обломочной (породы, раковины), нежели аутигенной; неизвестен и точный состав карбонатов. В случае кварцевого цемента коррекция состава невозможна без детального петрографического изучения породы. Итак, ясно, что отношениям между оксидами должно быть отдано предпочтение перед натуральными (actual) *весовыми процентами»* [343, p. 103–104].

Петрохимические модули – искусственные конструкции, которые строят на основе априорных соображений. Например, хорошо известно, что в процессе выветривания происходит вынос SiO_2 и Na_2O и накопление Al_2O_3; поэтому величина модулей Al_2O_3/SiO_2 и Al_2O_3/Na_2O по мере выветривания должна расти, и, следовательно, числовые значения этих модулей могут служить мерой «химической зрелости» осадка.

Ясно, что информативность модуля определяется его дисперсией: чем последняя сильнее, тем более чутким индикатором процессов гипергенеза может служить данный модуль. Однако дисперсия отношения зависит от дисперсий числителя и знаменателя, которые могут сильно различаться. Например, величина TiO_2 (в %) в числителе титанового модуля (ТМ) может изменяться на целый порядок, тогда как величина Al_2O_3 (в %) в знаменателе в

лучшем случае может изменяться в 2–3 раза, а обычно гораздо меньше. Поэтому дисперсия величины ТМ, как правило, определяется дисперсией TiO_2. Но в таком случае,зачем вообще нужен ТМ, не лучше ли использовать просто ненормированное содержание TiO_2?

Аналогичные рассуждения побудили иркутских геологов провести любопытное статистическое исследование петрохимических коэффициентов А. Н. Заварицкого [3]. Они выясняли, в какой мере дисперсия коэффициента определяется дисперсией отдельных входящих в него окислов. Например, если в формулу коэффициента входят восемь окислов, а дисперсия его на 80 % задается только тремя определяющими окислами (как в формуле коэфициента *s*), то остальные пять просто не нужны – они избыточны. Их влияние на величину коэффициентов может не превысить вклада, вносимого аналитическими погрешностями.

Исследование показало, что для группы пересыщенных глиноземом изверженных пород «избыточность» (т. е. процент избыточных окислов в формуле коэффициента) составила для коэффициентов *s*, *a*, *b*, *c*, *Q* и *t* от 37.5 до 87.5 %. Последняя цифра относится к коэффициенту *c*, построенному из восьми окислов; оказывается, коэффициент *c* можно безболезненно заменить просто содержанием CaO!

Высокий вклад *определяющего окисла* (на уровне 50–90 % от общей дисперсии коэффициента) с учетом взаимно-коррелированного характера изменения породообразующих компонентов «*объясняет уверенность исследователей, длительное время занимающихся сравнительно узкой по химическому составу группой горных пород..., которые считают, что им и без пересчетов на числовые характеристики непосредственно по содержанию отдельных окислов видна принадлежность горной породы к весьма дробным рангам системы А. Н. Заварицкого*» [3, с. 31]. В итоге авторы заключают: «*Ни содержательные концепции, какими бы глубокими они ни были, ни тем более декларативный подход сами по себе не гарантируют обоснованности петрохимического выражения. Обоснованность его должна доказываться специальным анализом*» (там же).

Может показаться, что приведенные весьма сильные утверждения опорочивают применение нашей системы модулей, поскольку она не подвергалась математическому анализу. Однако не следует вместе с водой выплескивать младенца: заменой «специального анализа» для нас служит богатейшая практика литохимии: она и определяет валидность того или иного модуля. Здесь отметим только два обстоятельства.

Во-первых, состав осадочных пород сам по себе обладает неизмеримо большей дисперсией по сравнению с составом любых магматических пород. Литолог, знакомящийся с анализами каких-нибудь магматических серий, нередко не может избавиться от мысли, что «*это же все одно и то же*!» – настолько порой малыми

представляются ему те различия, к которым специалисты-петрологи относятся весьма уважительно. Поэтому в литологии определить горную породу просто по ведущему окислу, например по содержанию SiO_2, зачастую невозможно. Действительно, если анализ показывает 75 % SiO_2, то это скорее всего песчаник (но может быть и глинисто-кремнистый сланец!). Но если соседний образец показал 60 % SiO_2, то это вовсе не значит, что перед нами аргиллит: это может быть просто карбонатный песчаник, некарбонатная часть которого содержит те же 75 % SiO_2. Разумеется, опытный литолог сразу воспринимает несколько окислов в анализе; от него не укроется, что в данном анализе аномально высоки – содержание CO_2 или величина потерь при прокаливании. Но смысл хорошей формальной систематики заключается как раз в том, чтобы ею мог воспользоваться любой специалист – и умудренный опытом, и начинающий. В данном простом примере величина ГМ, равная, например, 0.18, сразу укажет, что горная порода никак не может быть глинистой.[2]

Во-вторых, сама по себе избыточность какого-то показателя не есть абсолютный грех – *она может искупаться его универсальностью*. Действительно, если дисперсия ТМ определяется дисперсией TiO_2, то для какой-то узкой задачи (например, для выделения кластеров по титанистости) можно заменить ТМ на TiO_2. Однако без величины ТМ мы не сможем «войти» в дробную сетку классификации, которая дает нетривиальную информацию. Например, порода с содержанием TiO_2 всего 0.5 % может оказаться гипертитанистой (ТМ > 0.085), тогда как глиноземистая порода даже с 2 % TiO_2 вполне может быть нормотитанистой (ТМ 0.021–0.065). Между тем такое различие величин ТМ, как мы увидим ниже (см. раздел 4.4), может иметь важный генетический смысл.

Таким образом, мы заключаем, что замена петрохимических модулей простыми содержаниями компонентов в большинстве случаев не оправдана; ощутимой выгоды это не приносит, зато потери информации очевидны.

Выше уже кратко описаны два модуля, которые использовались для выделения таксонов высшего ранга – типов (гидролизатный модуль ГМ) и подтипов (железный модуль ЖМ). Для дополнительной характеристики седиментитов мы используем еще несколько модулей: алюмокремниевый (АМ), фемический (ФМ), титановый (ТМ), калиевый (КМ), натриевый (НМ), сумму натриевого и кали-

---

[2] На пущинском симпозиуме по классиологии (1982 г.) известный московский специалист в области математической статистики С. А. Айвазян рассказывал об одной из диагностических систем в медицине: по набору большого количества признаков (симптомов болезни) компьютер ставит диагноз. Его спросили: «Зачем это все нужно, если опытный врач поставит диагноз безо всякого компьютера?». Он ответил (не ручаемся за точность цитирования, но гарантируем смысл ответа): «Да, первоклассного специалиста эта система не заменит; зато вполне может заменить *среднего* специалиста – для этого она и создавалась».

евого, или модуль нормированной щелочности (НКМ),[3] щелочной модуль (ЩМ), закисный модуль (ЗМ). Значения каждого модуля изменяются в некотором интервале; очевидно, что этот интервал следует градуировать – разбить по меньшей мере на три части, отвечающие значениям «нормальному», «пониженному» и «повышенному». Можно добавить еще градации «очень низкое» и «очень высокое», и тогда частей будет не три, а пять [295]. Выбор (*назначение*) градаций является неформальной процедурой. Мы предлагаем ориентироваться на средний состав сиаллитов – использовать «сиаллитовый стандарт».

Коснемся вопроса о *форме модулей*. Дело в том, что геологическая литература наводнена модулями в «перевернутой» форме – например, Al_2O_3 / TiO_2 (вместо ТМ = TiO_2 / Al_2O_3), Al_2O_3 / Na_2O (вместо НМ = Na_2O / Al_2O_3), SiO_2 / Al_2O_3 (вместо АМ = Al_2O_3 / SiO_2) и т. д. В качестве курьеза можно указать работы, где в таблицах (видимо, на всякий случай) приводятся друг за другом *обе формы* модулей! [64]. К сожалению, научное сообщество не выработало никаких правил о том, какую именно форму модулей (М или 1/М) надо использовать.

Мы предпочитаем вычислять модули таким образом, чтобы их значения получались меньше единицы: нам кажется, что в таком виде они легче интерпретируются. Уместно напомнить, что в *изотопной геохимии* традиционно используются отношения именно в такой форме (отношение редкого изотопа к преобладающему, например $^{13}C / ^{12}C$, $^{18}O / ^{16}O$, $^{34}S / ^{32}S$). Тем не менее мы отдаем себе отчет в том, что наше предпочтение (как и предпочтения других исследователей) больше обусловлено привычкой, нежели рациональными соображениями.

3.2. Сиаллитовый стандарт

Сиаллиты и сиферлиты, обнимающие в совокупности практически все терригенные породы, составляют значительную часть стратисферы. Например, в фанерозойской части стратисферы континентов на долю терригенных пород приходится около 69 % по объему [229, с. 25]. Если же ограничиться только *глинистыми породами континентальных платформ*, то на их долю придется около 43 % всего объема осадочной оболочки этих глобальных структурных единиц [229, с. 50]. В силу особого положения сиаллитов как пород наиболее распространенных, градации их по железистости, глиноземистости, титанистости, щелочности и фемичности образуют своего рода «стандарт», на который можно ориентироваться при характеристике и других типов пород.

[3] Обращаем внимание читателей, что данная аббревиатура модуля нормированной щелочности (НКМ) установилась не сразу. Сначала просто записывалась сумма модулей (НМ + КМ) без специального обозначения [295, с. 32]. Потом были попытки использования обозначения НЩМ, или, как у Г. В. Ивенсен [114], ОНЩ, или «общая нормативная щелочность» (правильнее, конечно, «нормированная»).

Этот стандарт вырабатывался постепенно; предложенный в 1981 г. [295], он прошел интенсивную практическую проверку. В табл. 7 он дается по состоянию на 1 01 1999 с теми изменениями и дополнениями, которые появились в процессе работы с тысячами анализов нашего банка данных. В частности, вместо прежних пятичленных [295] или трехчленных [302] градаций оказалось удобнее использовать четырехчленные – с приставками *гипо-*, *нормо-*, *супер-* и *гипер-* (табл. 7).

При этом на градацию «нормы» приходится не менее половины всего интервала значений модулей; мы исходим из правдоподобного допущения, что совокупность значений модулей непрерывна и подчиняется нормальному распределению. Однако более корректной процедурой было бы не «волевое» (интуитивное) *назначение* градаций, а *отыскание* их на кривых частотного распределения (см. раздел 4.4).

Интересно сопоставить с сиаллитовым стандартом средние составы горных пород земной коры. Для суждения о составе *изверженных горных пород* воспользуемся средними данными А. А. Беуса [18] (табл. 8). Как видим, наиболее распространенные типы изверженных пород аттестуются как: граниты и кислые эффузивы – гипотитанистые гиперщелочные миосилиты; гранодиориты – нормотитанистые суперщелочные гипосиаллиты; андезиты – нормотитанистые нормощелочные псевдосиаллиты; базальты – гиперфемические псевдогидролизаты. Заметим, что, кроме несколько повышенной магнезиальности, андезиты по ГМ и ряду других модулей похожи на глины и, как давно было подмечено, ближе всего соответствуют среднему составу земной коры в целом.

Обратимся теперь к среднему составу геосфер и земной коры, используя новейшую модель А. Б. Ронова и др., опубликованную в 1990 г. (табл. 9).

Таблица 7

«Сиаллитовый стандарт» — градации сиаллитов и сиферлитов

Класс	ГМ	ТМ	ЖМ	ФМ	НКМ	АМ	ЩМ
Гипо-	0.30—0.33	⩽0.030	⩽0.30	⩽0.10	⩽0.20	<0.20	<0.30
Нормо-	0.34—0.48	0.030—0.070	0.30—0.55	0.10—0.20	0.20—0.40	0.20—0.35	0.30—1.50
Супер-	0.49—0.55	0.071—0.100	0.56—0.70	0.21—0.25	0.41—0.45	0.36—0.40	1.51—3.00
Гипер-		>0.100	0.71—0.75	>0.25	>0.45	>0.40	>3.00

Примечание: ГМ — гидролизатный модуль — $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$; ТМ — титановый модуль — TiO_2 / Al_2O_3; ЖМ — железный модуль — $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$; ФМ — фемический модуль — $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$; НКМ — модуль нормированной щелочности — $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; АМ — алюмокремниевый модуль — Al_2O_3 / SiO_2; ЩМ — щелочной модуль — Na_2O / K_2O; ЗМ — закисный модуль — FeO / Fe_2O_3. Значения ЖМ даны только для сиаллитов.

Таблица 8

Средний состав изверженных горных пород по А. А. Беусу, 1981 г. [18] и петрохимические модули

Компоненты и модули	Граниты $N = 65$, $n = 1967$	Липариты и др. $N = 50$, $n = 969$	Гранодиориты $N = 30$, $n = 523$	Андезиты $N = 54$, $n = 866$	Базальты платформенные $N = 23$, $n = 445$	Базальты геосинклинальные $N = 25$, $n = 369$
SiO_2	72.60	73.30	65.30	59.00	49.20	49.20
TiO_2	0.29	0.22	0.64	0.64	1.50	1.68
Al_2O_3	13.90	13.50	16.34	17.00	15.40	16.40
Fe_2O_3	1.02	1.40	1.58	2.40	3.20	3.30
FeO	1.45	0.82	2.82	4.20	9.30	7.85
MnO	0.05	0.05	0.09	0.15	0.17	0.18
MgO	0.55	0.40	1.83	3.16	6.48	6.50
CaO	1.55	1.00	3.35	6.10	9.25	9.82
Na_2O	3.60	3.50	3.74	3.60	2.50	2.64
K_2O	4.20	4.40	3.05	2.10	0.85	0.98
H_2O^+	0.50	1.10	0.80	1.00	1.00	1.00
P_2O_5	0.14	0.11	0.26	0.30	0.15	0.30
Прочие	0.15	0.20	0.20	0.15	0.30	0.15
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Na_2O+K_2O	7.80	7.90	6.79	5.70	3.35	3.62
НКМ	0.56	0.59	0.42	0.33	0.22	0.22
ГМ	0.23	0.22	0.33	0.42	0.60	0.60
ТМ	0.021	0.016	0.039	0.049	0.097	0.102
ФМ	0.042	0.036	0.10	0.17	0.39	0.36
ЖМ	0.18	0.17	0.26	0.38	0.75	0.63

Примечание. N — число регионов, n — число анализов.

Приведенные в табл. 9 данные позволяют аттестовать:

– исходное вещество земной коры, равно как и континентальную земную кору в целом, – как суперфемический псевдосиаллит;

– гранулит-базитовую геосферу – как гиперфемический псевдогидролизат;

– гранитно-метаморфическую геосферу – как нормосиаллит;

– стратисферу – как псевдосиаллит.

Итак, нормосиаллит – это не что иное, как состав, соответствующий гранитно-метаморфической оболочке Земли – порождению ее «былых биосфер», по Вернадскому [51]. Этот состав отвечает норме и по всем остальным параметрам – титанистости, щелочности, железистости и фемичности.

Стратисфера по сравнению с гранитно-метаморфическим слоем не только более основная, но и более магнезиальная. И то и другое определяется вкладом карбонатных пород: расчет по CO_2 дает 16–17 % карбонатов, а прямые оценки объема карбонатов в стра-

Таблица 9

Средний химический состав (в мас. %) горных пород, геосфер и земной коры согласно модели Ронова–Ярошевского–Мигдисова, 1990 г. [229]

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	4а	4б	5
SiO_2	54.55	54.71	51.82	63.81	61.79	66.02	48.69
TiO_2	0.87	0.85	0.66	0.54	0.58	0.48	1.12
Al_2O_3	16.72	16.17	12.89	14.92	14.45	15.44	17.74
Fe_2O_3	3.37	0.92	2.50	1.75	1.75	1.75	
FeO	5.21	7.29	2.91	3.68	4.53	2.75	10.81
MnO	0.16	0.16	0.11	0.09	0.10	0.06	0.22
MgO	4.86	4.89	3.32	2.83	3.53	2.07	6.70
CaO	8.30	8.64	9.93	4.08	4.93	3.14	11.69
Na_2O	3.01	2.75	1.96	3.02	2.56	3.53	2.71
K_2O	1.38	1.34	2.23	2.84	2.28	3.46	0.07
P_2O_5	0.20	0.20	0.16	0.14	0.14	0.14	0.25
$C_{орг}$	—	0.07	0.48	0.05	0.10	—	
CO_2	0.16	1.10	7.21	0.90	1.64	0.08	
SO_3	0.02	0.06	0.22	0.10	0.11	0.09	
S^{2+}	0.04	0.05	0.22	0.066	0.05	0.08	
Cl	0.02	0.06	0.54	0.02	0.02	0.02	
F	0.04	0.02	0.046	0.05	0.06	0.04	
H_2O^+	1.13	0.76	3.04	1.17	1.42	0.90	
$-O = S, Cl_2, F_2$	—	0.049	0.251	0.060	0.057	0.063	
Сумма		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	

Примечание. 1 — исходное вещество стратисферы: вулканические породы складчатых зон (основные : средние : кислые = 56:34:10); 2 — вычисленный средний состав земной коры континентов (мощность 43.6 км, масса $18.05 \cdot 10^{24}$ г); 3 — стратисфера (5.1 км, масса $1.90 \cdot 10^{24}$ г); 4 — гранитно-метаморфическая оболочка, или «гранитная метасфера» (мощность 16.9 км, масса $6.80 \cdot 10^{24}$ г); 4а — метаморфическая часть гранитной метасферы (51.5% ее объема); 4б — магматическая часть гранитной метасферы (48.5% ее объема); 5 — гранулит-базитовая оболочка, или «базальтовая метасфера». Состав определен по разности между 1 — исходным веществом земной коры — и 4б — магматической выплавкой из нее (мощность 21.6 км, масса $9.35 \cdot 10^{24}$ г).

тисфере континентального блока дают 15.9 % карбонатов, содержащих 5.73 % MgO [229, с. 54].

Таким образом, на исходе XX в. надежно доказано то, что представлялось очевидным Ф. Кларку еще в 1889 г., а именно, что ***наличие стратисферы почти не влияет на средний состав континентальной коры***. Последний оказывается близким (но все же более фемическим) к составу исходных вулканических пород складчатых зон, примерно отвечающих андезитам.

На пути от исходных магматических пород к образованиям стратисферы происходят следующие изменения: а) заметно убывает ГМ – от 0.48 (суперсиаллиты) до 0.37 (нормосиаллиты); б) заметно возрастает щелочность (НКМ) – от 0.26 до 0.33; в) снижаются

железистость (0.50 → 0.41), фемичность (0.25 → 0.17) и магнезиальность (4.86 → 3.32 %); г) возрастает содержание CaO (8.30 → 9.93 %).

Первые три тенденции в целом вполне объяснимы в терминах *гранитизации* исходного андезитового субстрата с последующим наследованием его состава в осадочных породах.

Рассмотрим теперь петрохимические модули более подробно.

3.3. Модули, нормированные по SiO_2

Гидролизатный модуль (ГМ). Напомним, что сиаллитовый стандарт для ГМ соответствует значениям: 0.30–0.33 (гипосиаллиты), 0.34–0.48 (нормосиаллиты), 0.49–0.55 (суперсиаллиты).

В табл. 10 сведены значения ГМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

Ниже приведены значения ГМ для осадков I сейсмического слоя океанов и стратисферы:

Осадки	**ГМ**
Песчано-алевритовые	0.36
Глинистые	0.43
Карбонатно-глинистые	0.33
Карбонатные	0.39
Кремнистые	0.17
Вулканомиктовые	0.38
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.34
Океанический блок	0.37
Стратисфера в целом	0.35

Выясняется, что все глинистые и вулканомиктовые породы по стандарту для сиаллитов аттестуются как нормогидролизатные, а прочие являются гипогидролизатными. Наивысшее значение ГМ (у верхней границы нормы сиаллитов) имеют мезокайнозойские глинистые толщи, а минимальное – кремнистые отложения океанов.

Таблица 10

Средние значения ГМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.44	0.23	0.19	0.20	0.28	0.26	0.24	0.25	0.25
Глинистые	0.42	0.42	—	0.41	0.42	0.38	0.44	0.40	0.44

Примечание. Здесь и далее в аналогичных таблицах: 1 – платформы, 2 – геосинклинали, 3 – орогены.

Все песчаные породы аттестуются в среднем как силиты; весьма любопытно, что начиная с палеозоя исчезают нормосилиты и песчаные породы становятся миосилитами, т. е., вообще говоря, – образованиями либо более глинистыми, либо более полевошпатовыми.

Алюмокремниевый модуль (АМ). Использование ГМ сильно сузило сферу применения ранее весьма популярного алюмокремниевого модуля. Во всяком случае, сомнительно использовать АМ в качестве основания классификации, как это сделано у А. Н. Неелова [183]. Можно предложить градации хемотипов, показанные в табл. 10а.

По сравнению с сиаллитовым стандартом силиты и сиферлиты, разумеется, менее, а гидролизаты – более глиноземистые породы. Не столь тривиальны меньшая глиноземистость фосфатолитов и бóльшая – алкалитов и карбонатолитов. Заметим также, что псевдосилиты в общем более глиноземисты, нежели силиты. Поскольку (при прочих равных условиях) присутствие слюд повышает, а присутствие полевых шпатов понижает АМ, то пониженное значение АМ иногда может дать некоторую информацию о присутствии в породе полевых шпатов.

В табл. 11 сведены значения АМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

Таблица 10а

Градация хемотипов по модулю АМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты	< 0.05	0.05—0.20	> 0.20	—
Псевдосилиты	< 0.10	0.10—0.25	> 0.25	—
Сиаллиты и псевдосиаллиты	< 0.20	0.20—0.35	0.36—0.40	> 0.40
Сиферлиты и псевдосиферлиты	< 0.15	0.15—0.25	0.26—0.30	> 0.30
Гидролизаты	< 0.15	0.16—1.00	1.01—3.00	> 3.00
Алкалиты	< 0.10	0.10—0.40	0.41—0.60	> 0.60
Карбонатолиты	< 0.10	0.10—0.40	0.41—0.80	> 0.80
Фосфатолиты	< 0.03	0.03—0.20	0.21—0.30	> 0.30

Таблица 11

Средние значения АМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.12	0.16	0.14	0.14	0.19	0.18	0.17	0.18	0.17
Глинистые	0.31	0.28	—	0.29	0.30	0.24	0.34	0.28	0.30

Ниже приведены значения АМ для осадков I сейсмического слоя океанов и в стратисфере:

Осадки	АМ
Песчано-алевритовые	0.24
Глинистые	0.28
Карбонатно-глинистые	0.21
Карбонатные	0.22
Кремнистые	0.10
Вулканомиктовые	0.23
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.24
Океанический блок	0.24
Стратисфера в целом	0.24

Таким образом, глинистые породы по стандарту для сиаллитов аттестуются как нормоглиноземистые, а все песчаные породы и кремнистые осадки являются гипоглиноземистыми.

Значение АМ для стратисферы (0.24) и для гранитно-метаморфического слоя (0.23) оказываются практически одинаковыми. Эта картина интерпретируется А. Б. Роновым следующим образом: «*Ничтожный рост величины алюмокремневого модуля в стратисфере по сравнению с гранитно-метаморфическим слоем свидетельствует о том, что постоянство отношения глинозема к кремнезему, установленное для осадочной оболочки океанов и континентов, ... унаследовано от гранитно-метаморфического слоя*» [229, с. 67].

Однако не менее правдоподобным представляется и совершенно обратное толкование – в духе представлений В. И. Вернадского: ***не потому ли величины АМ в стратисфере и «гранитной» метасфере столь близки, что вторая представляет собою «былые биосферы», т. е. сформировалась по субстрату древних стратисфер?***

Алюмокремниевый модуль всегда использовали в качестве показателя интенсивности процессов осадочной дифференциации вещества. Однако при этом необходимо учитывать, что этот фактор не единственный, важную роль играет *состав петрофонда*. Так, без учета разницы состава петрофонда в ряду крупнейших структурных элементов земной коры: *океаны* → *орогены* → *геосинклинали* → *платформы* в осадочной оболочке следует ожидать нарастания величины АМ вследствие усиления химического выветривания. Однако данные А. Б. Ронова и др. [229], представленные нами в форме табл. 12 , показывают, что это не так.

Как отмечают А. Б. Ронов и сотр., средняя величина АМ осадочной оболочки «*остается в этом ряду структур практически неизменной. Величина же алюмокремниевого модуля в слагающих*

Таблица 12

Незакономерные колебания величины АМ в глинистых и песчаных осадочных породах континентов и океанов. Составлено по данным А. Б. Ронова и др. 1990 г. [229 с. 50–53]

Осадочные породы	Океаны*	Континенты		
		1	2	3
Глинистые	0.28	0.30	0.28	0.29
Песчаные	0.23**	0.15	0.18	0.17

* Породы и осадки I сейсмического слоя.
** Песчано-глинистые породы.

эти комплексы глинах и песках колеблется в ряду тех же структур в достаточно широких пределах. Эти факты дают нам основания предположить, что процессы разделения SiO_2 и Al_2O_3, проявляющиеся с различной интенсивностью в отдельно взятых типах пород... как бы взаимно компенсируются... Такая общепланетарная нивелировка результатов процессов дифференциации осадочного вещества носит, по-видимому, глубокий смысл, который предстоит еще разгадать» [229, с. 61–63].

На наш взгляд, «глубокий смысл» здесь искать не следует, ибо достаточно очевидно влияние на величину АМ состава петрофонда. Известно, что пески платформ (по крайней мере самых крупных – древних) образовались преимущественно за счет кислого петрофонда (гранитоиды и кислые гнейсы), а пески геосинклиналей, орогенов и океана – преимущественно за счет базальтов и андезитов с их высоким АМ. Например, в «песках» океанов содержание SiO_2 даже ниже (!), чем в платформенных глинах: 56.8 и 57.3 % соответственно. Глинистое вещество в океанах существенно аутигенное (железистые смектиты и др.) и образуется в основном по субстрату базитовой вулканокластики. И хотя смектиты – минералы относительно кремнеземистые (АМ у них ниже, чем в других глинистых минералах), зато повышенная глиноземистость субстрата (АМ толеитовых и субщелочных базальтов составляет 0.30 и 0.32) дает в итоге АМ не ниже, чем в глинах континентальных геосинклиналей, которые теоретически должны быть более «дифференцированными».

На самом деле глубокое различие состава терригенных пород платформ, с одной стороны, и геосинклиналей, орогенов и океанов – с другой, отнюдь не в глиноземистости, а в магнезиальности и железистости. Если первые являются, как правило, силитами, сиаллитами и гидролизатами, то вторые часто оказываются псевдосиаллитами, псевдогидролизатами и сиферлитами.

В некоторых работах можно найти примеры использования АМ вместе с ГМ, когда распределение первого полностью симбатно с распределением второго. Таков, например, детально изучавшийся Э. З. Гареевым стратотипический разрез рифея Южного Урала [66,

67, 170]. В таких ситуациях очевидна ненужность использования АМ, не дающего дополнительной информации по сравнению с универсальным параметром ГМ.

Итак, приведенные средние данные заметно компрометируют модуль АМ, сужая сферу его применения по сравнению с гидролизатным модулем ГМ. Однако следует подчеркнуть, что это касается в основном терригенных седиментитов. Напротив, для многих *аквагенных пород* «старый добрый модуль АМ» оказывается весьма полезным инструментом описания и диагноза.

Таковы, например, меловые марганцовистые фосфориты СЗ Германии [362] и многие карбонатолиты. Для последних такие модули, как ГМ, ЖМ или ФМ, не имеют столь ясного смысла, как для пород силикатных или оксидных, потому что значительная доля Fe, Mg и практически весь Mn находятся в них в карбонатной форме. В этом случае вместо ГМ предпочтительнее использовать именно АМ, поскольку глинозем и кремнезем можно без особого риска считать нацело некарбонатными компонентами. В сочетании с НКМ или суммой щелочей АМ здесь вполне может использоваться для диагностических целей. Например, как можно судить по данным сводки Х. Джеймса [337, p. W25–W26], АМ докембрийских сидеритов намного ниже, чем фанерозойских. Дело в том, что в первых гораздо больше кварца, ибо они тесно связаны с железистыми кварцитами.

При обработке данных по нижнерифейским карбонатам Южного Урала, связанных с магнезитами [258], удается с помощью АМ выявить нетривиальное различие пород «терригенно-карбонатных» и «глинистых». Оказывается, что серия пород «доломитовые → карбонатно-терригенные → терригенно-карбонатные → глинистые» отнюдь не является единым рядом, ибо карбонаты содержат алевритовую или песчаную примесь (низкий АМ!), а не глинистую. Заметим, что это обстоятельство весьма характерно для *древних карбонатных пород*, например для среднерифейской(?) щекурьинской и верхнерифейской мороинской свит на Приполярном Урале [75, 178].

Фемический модуль (ФМ). Идея параметра F, по-видимому, взята А. А. Предовским из петрохимии: он напоминает «число» ***fm*** в системе П. Ниггли и параметр ***b*** в системе А. Н. Заварицкого. По форме наш модуль ФМ полностью совпадает с параметром ***F*** в классификации А. А. Предовского [211], с тем отличием, что мы вычисляем его (как и все остальные модули) просто по весовым процентам, а не по молекулярным количествам:

$$ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) \;/\; SiO_2.$$

Если геохимическая ассоциация трехвалентных гидролизатов $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ – типично гипергенная, то ассоциация $FeO + MgO$, напротив, типично гипогенная. Поэтому модуль ФМ весьма полезен для распознавания петро- и пирогенных седиментитов, в частности вулканокластических граувакк, а также метавулканитов основного

Таблица 12а

Градации хемотипов по модулю ФМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты	<0.03	0.03—0.10	0.11—0.15	>0.15
Псевдосилиты	<0.10	0.10—0.15	0.16—0.20	>0.20
Сиаллиты	<0.10	0.10—0.20	0.21—0.25	?
Псевдосиаллиты	<0.15	0.15—0.25	>0.25	?
Сиферлиты и псевдосиферлиты	<0.25	0.25—0.35	0.36—0.45	>0.45
Гидролизаты и псевдогидролизаты	<0.15	0.16—1.00	1.01—2.00	>2.00
Алкалиты	<0.05	0.05—0.20	0.21—0.30	>0.30
Карбонатолиты	<0.20	0.20—3.00	3.01—5.00	>5.00
Фосфатолиты	<0.05	0.05—0.40	0.41—0.60	>0.60

состава; такие породы практически всегда имеют ФМ > 0.10. Можно предложить градации хемотипов, показанные в табл. 12а.

По имеющимся у нас данным, сиаллитов с ФМ >0.25 в природе, по-видимому, не существует: это либо магнезиальные породы (псевдогидролизаты), либо железистые – сиферлиты.

Частотное распределение величины ФМ похоже на нормальное; для примера на рис. 4 приведено распределение ФМ в совокупности сиаллитов.

Ниже приведены значения ФМ для осадков I сейсмического слоя океанов:

Осадки	**ФМ**
Песчано-алевритовые	0.15
Глинистые	0.18
Карбонатно-глинистые	0.15
Карбонатные	0.21
Кремнистые	0.09
Вулканомиктовые	0.21
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.15
Океанический блок	0.16
Стратисфера в целом	0.15

В табл. 13 сведены значения ФМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229]. Как видим, по стандарту для сиаллитов среди песчаных пород континентов к нормофемическим можно отнести только фанерозойские орогенные, а все прочие – гипофемические. Все глинистые породы континентов нормофемические. Из океанских отложений пониженной фемичностью выделяются кремнистые. Повышенный ФМ карбонатов определяется, конечно, доломитом, а вулканомиктовых – примесью магнезиально-железистой кластики.

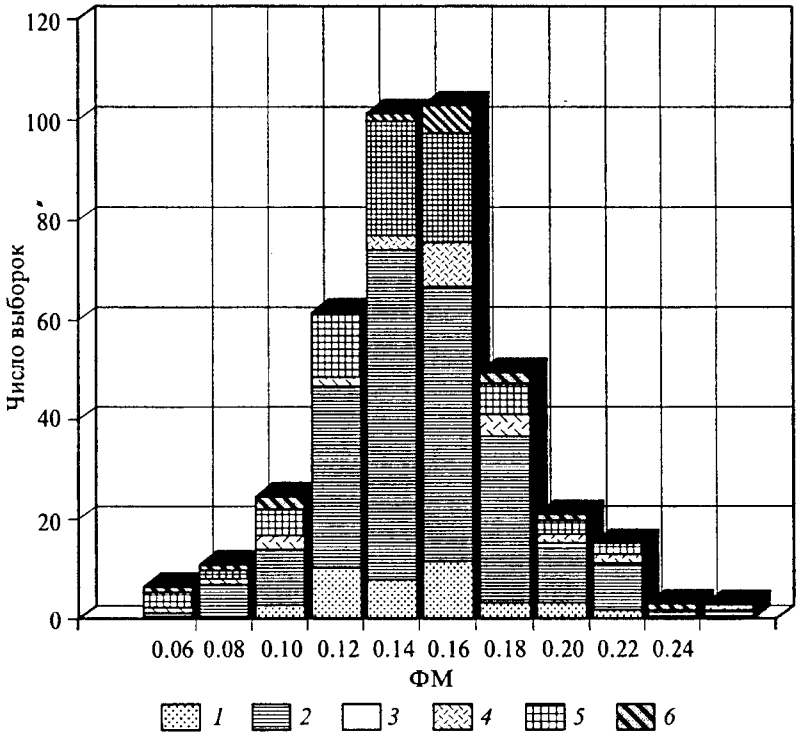


Рис. 4. Частотное распределение величины ФМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Породы: *1* – песчаные, *2* – алевроглинистые, *3* – кремнистые, *4* – туффоиды, *5* – метаморфиты, *6* – прочие.

Поскольку в большинстве магматических пород (за вычетом щелочно-ультраосновных и щелочно-основных) фемичность негативно коррелируется со щелочностью, то наиболее эффективно использование ФМ в паре с каким-нибудь показателем щелочности. Кроме того, «эндогенная» природа позитивной корреляции (Fe, Mg)–Ti делает информативным использование графика ФМ–ТМ или ФМ–ЖМ. Например, использование таких графиков позволяет отличить глинистые породы с аллотигенным хлоритом (выше ФМ

Таблица 13

Средние значения ФМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.07	0.09	0.06	0.07	0.10	0.11	0.09	0.09	0.11
Глинистые	0.14	0.17	—	0.11	0.15	0.20	0.12	0.15	0.17

и ТМ) от пород с аутигенным железистым хлоритом (выше ЖМ, ниже ФМ и ТМ).

По-видимому, с помощью ФМ в указанных сочетаниях можно различить два типа бентонитовых пород [197]: 1) с гальмиролитическим апопепловым монтмориллонитом, образовавшимся по субстрату слюд (ФМ и ТМ ниже, НКМ выше), и 2) с монтмориллонитом из кор выветривания, образовавшимся по субстрату амфиболов, пироксенов и хлорита (ФМ и ТМ выше, НКМ ниже).

3.4. Показатели щелочности

Общая щелочность ($Na_2O + K_2O$). Показатель общей щелочности ($Na_2O + K_2O$) используется вместо нормированной щелочности НКМ в тех случаях, когда дисперсия НКМ невелика и данный модуль перестает «работать». Такая ситуация характерна для кремневых пород, а среди пород терригенных – для некоторых граувакк. Характеристика этого показателя была дана выше – при выделении типа алкалитов.

Нормированная щелочность (НКМ). Этот модуль представляет собой сумму натриевого (НМ) и калиевого (КМ) модулей:

$$НКМ = НМ + КМ = Na_2O/Al_2O_3 + K_2O/Al_2O_3 = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3.$$

Чтобы избежать путаницы при описании щелочности пород, условимся называть величину НКМ просто *щелочностью* (гипощелочные, нормощелочные и др.), а «абсолютную» щелочность ($Na_2O + K_2O$) – *общей щелочностью*. Очевидно, что НКМ – это не что иное, как известный в петрологии «коэффициент агпаитности» в весовых процентах. Этот коэффициент ($Na_2O + K_2O$) / Al_2O_3 был введен в петрологию В. Гольдшмидтом, а сам термин «агпаит» в 1911 г. предложил датский геолог Н. Уссинг, который так назвал нефелиновый сиенит из Южной Гренландии. В наши дни петрологи по величине коэффициента агпаитности различают магматические горные породы: щелочноземельные (< 0.55), плюмазитовые, или миаскитовые (0.55–0.85), собственно агпаитовые (0.85–1.50) и ультраагпаитовые (> 1.50).

В 1960 г. канадский литолог Г. Миддлтон, по-видимому, ничего не знавший о «коэффициенте агпаитности», применил его для построения генетической классификации песчаников на тектонической основе, а позднее И. В. Хворова назвала величину ($Na_2O + K_2O$) / Al_2O_3 «коэффициентом Миддлтона». Сам Г. Миддлтон следующим образом мотивировал применение коэффициента: *«Глинозем и щелочи в песчаниках содержатся в глинистых минералах, слюдах, полевых шпатах, глауконите, в обломках глинистых и слюдистых пород, в обломках вулканических пород... Как глинозем, так и щелочи характерны для двух групп минералов: 1) слюд и хлоритов, 2) полевых шпатов. Ни один из них обычно не бывает существенно аутигенным, хотя следовые количества аутигенных*

слюд и полевых шпатов нередки. Следовательно, если стремиться освободить химическое изучение песчаников от влияния диагенетических факторов, то оно должно базироваться на отношении между Al_2O_3 *и суммой щелочей или же на отношениях пар* [этих] *оксидов*» [343, p. 1014]. При этом Г. Миддлтон указывал на преемственность своего подхода с идеями П. Крынина (американского литолога русского происхождения), поскольку низкая величина коэффициента характерна для глинистых минералов, а высокая – для полевых шпатов: «*Если... имеются две серии песчаников, одна с высоким содержанием полевых шпатов и относительно низким – глины и слюд (аркозы), и другая, с относительно низким содержанием полевых шпатов и высоким – глины, слюд, хлоритов и обломков глинистых пород (граувакки) – как это понималось Крыниным (1948)... то гистограмма* [частотного распределения отношения] *„щелочи/глинозем" может показать бимодальное распределение (при* [условии] *относительно низкой встречаемости промежуточных типов)*» [343, p. 1014].

На материале 168 анализов песчаников ему и в самом деле удалось получить подобие бимодального графика. Правда, пришлось изгнать из выборки «кварциты» ($Al_2O_3 < 5$ %) и все глауконитовые песчаники. На наш взгляд, никакой надобности в таких ограничениях нет, если только заранее не ограничивать себя искусственной бимодальной моделью. ***Модуль НКМ имеет гораздо более универсальную применимость, отнюдь не ограниченную одними песчаниками.*** В частности, как мы отмечали на примере верхнедевонских силицитов Пай-Хоя, НКМ «*окажется повышенным и в том случае, если щелочи входят в состав малоглиноземистых силикатов – щелочных амфиболов, железистых смектитов, железистых гидрослюд, где* Fe^{3+} *выполняет в структуре роль* Al^{3+}*... Обе ...тенденции – повышение содержания полевых шпатов и рост железистости аутигенных силикатов – как раз характерны для базитового вулканогенного материала и продуктов его изменения*» [295, с. 32].

Итак, НКМ содержит информацию о соотношении двух главных типов щелочных алюмосиликатов: полевых шпатов и слюд. Поскольку слюды – минералы гораздо более глиноземистые, чем полевые шпаты, то ***низкие значения НКМ свидетельствуют о преобладании слюд, а высокие – о преобладании полевых шпатов.*** Например, значение НКМ для мусковита равно 0.31. Если НКМ породы больше 0.31, то в ней обязательно присутствует калиевый полевой шпат (или какой-то иной высококалиевый минерал), а если значение НКМ меньше 0.31, то присутствие калишпата, хотя и возможно, но уже не обязательно.

Поскольку в осадочных породах кислые плагиоклазы распространены гораздо шире, чем калишпаты, то Na_2O чаще всего входит в состав альбита-олигоклаза (а не парагонита), а K_2O – в состав гидрослюд (а не калишпатов). Первое повышает величину НКМ, а второе, наоборот, понижает. Отсюда понятно, отчего в песчаниках

Таблица 13а

Градации хемотипов по модулю НКМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты и псевдосилиты	< 0.20	0.20—0.50	0.51—0.70	> 0.70
Сиаллиты и псевдосиаллиты	< 0.20	0.20—0.40	0.41—0.45	> 0.45
Сиферлиты и псевдосиферлиты	< 0.15	0.15—0.40	0.41—0.45	> 0.45
Гидролизаты и псевдогидролизаты	< 0.05	0.05—0.30	0.31—0.40	> 0.40
Алкалиты	< 0.30	0.30—0.70	0.71—1.00	> 1.00
Карбонатолиты	< 0.10	0.10—0.50	0.51—0.100	> 1.00
Фосфатолиты	< 0.20	0.20—0.60	0.61—0.80	> 0.80

НКМ, как правило, выше, чем в глинистых породах. Однако и в глинистых породах, содержащих ощутимые количества бесщелочных алюмосиликатов (хлорита, каолинита, монтмориллонита), значение НКМ также будет понижено.

Наш опыт показывает, что с наличием полевых шпатов реально приходится считаться при значениях НКМ не ниже 0.40. Конечно, и при меньших значениях НКМ присутствие полевых шпатов вовсе не запрещено, но они в этом случае не являются породообразующими. Эти соображения позволяют использовать градации НКМ, показанные в табл. 13а.

Выясняется, что только гидролизаты обладают меньшей щелочностью, чем сиаллиты и сиферлиты. Все остальные хемотипы заметно более щелочные, причем в отношении кремнистых, карбонатных и фосфатных пород этот вывод нетривиален.

Частотные распределения величины НКМ близки к нормальным. Для примера на рис. 5 и 6 приведены распределения НКМ в силитах и сиаллитах. В силитах распределение слегка право-асимметрично, а в сиаллитах, наоборот, искажено левой асимметрией (очевидно, за счет низкощелочных и глиноземистых пород – переходных к гидролизатам). Кстати, сравнение этих распределений ясно показывает, что силиты в общем заметно более щелочные породы, чем сиаллиты; модальное значение НКМ для силитов 0.40–0.50, а для сиаллитов 0.30–0.35.

Очевидно, что модуль НКМ может служить инструментом для распознавания примеси полевошпатовой пирокластики в осадочных породах [295, с. 32] и соответственно – для различения стратиформных метаэффузивов от параметаморфитов. Однако из сказанного выше ясно, что «чувствительность» этого параметра выше в отношении кислых вулканитов, нежели основных. В первых мало или нет бесщелочных алюмосиликатов, а во вторых их много (темноцветные минералы), что снижает величину НКМ до уровня, свойственного пелитоидам. По этой причине для диагностики базитов необходимо использовать НКМ в паре с другим информативным модулем, например НКМ–ФМ.

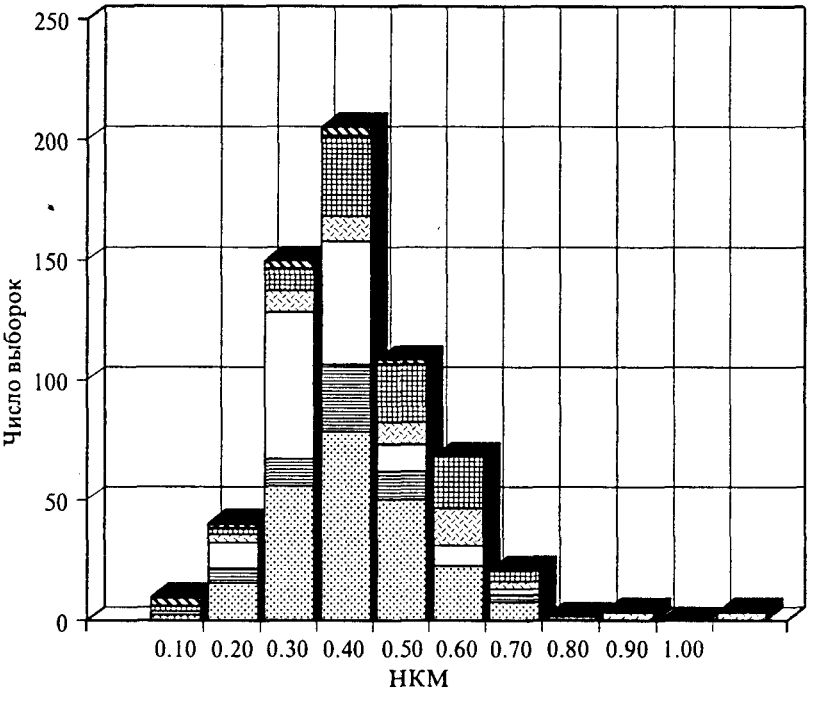


Рис. 5. Частотное распределение величины НКМ в силитах (630 выборок, 11735 анализов).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

В табл. 14 сведены значения НКМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

Ниже приведены значения НКМ в осадках I сейсмического слоя океанов и в стратисфере:

Осадки	**НКМ**
Песчано-алевритовые	0.30
Глинистые	0.28
Карбонатно-глинистые	0.31
Карбонатные	0.41
Кремнистые	0.43
Вулканомиктовые	0.35
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.34
Океанический блок	0.32
Стратисфера в целом	0.34

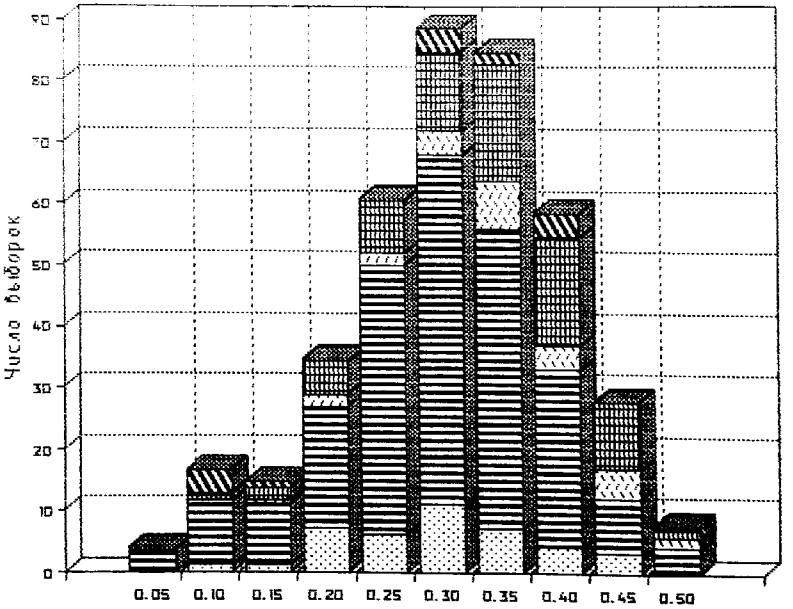


Рис. 6. Частотное распределение величины НКМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Таким образом, все терригенные осадочные породы в среднем оказываются по стандарту сиаллитов нормощелочными, а карбонатные и кремневые – суперщелочными. Если повышенную щелочность кремневых пород можно объяснить примесью в них полевошпатовой пирокластики, то истолкование повышенного НКМ в карбонатных породах не так ясно; может быть, здесь сказывается вклад аридных карбонатных толщ, в которых возможна примесь аутигенных полевых шпатов.

Иногда значения величины НКМ и в терригенных породах оказываются значительно более высокими, чем в полевых шпатах. С такой ситуацией мы столкнулись при обработке анализов А. И. Коптева [140], изучавшего сеноманские кварцевые пески Калужской и Смоленской областей; в некоторых пробах величина

Таблица 14

Средние значения НКМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.37	0.39	0.46	0.31	0.37	0.40	0.31	0.37	0.30
Глинистые	0.33	0.30		0.24	0.30	0.26	0.19	0.26	0.23

Таблица 14а

Градации хемотипов по модулю ЩМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты и псевдосилиты	< 0.20	0.20—1.80	0.81—2.50	> 2.50
Сиаллиты и псевдосиаллиты	< 0.30	0.30—1.0	1.1—3.0	> 3.0
Сиферлиты и псевдосиферлиты	< 0.30	0.30—2.0	2.01—3.0	> 3.0
Гидролизаты	< 0.20	0.20—1.5	0.51—2.0	> 2.0
Псевдогидролизаты	< 0.20	0.20—2.0	2.01—3.0	> 3.0
Алкалиты	< 0.10	0.10—1.0	1.01—3.0	> 3.0
Карбонатолиты	< 0.10	0.10—1.5	1.51—3.0	> 3.0
Фосфатолиты	< 0.20	0.20—2.0	2.01—3.0	> 3.0

НКМ даже превышала единицу (для сравнения – НКМ ортоклаза равен 0.92). Дело в том, что эти пески содержат глауконит, в котором величина НКМ повышена за счет того, что часть глинозема замещена железом. ***Таким образом, гиперщелочность псаммитов (в обязательном сочетании с гипержелезистостью!) может указывать на присутствие в них глауконита.***

Наконец, резко повышенными значениями НКМ должны отличаться эвапоритовые отложения – такие, где щелочи входят в состав солей, а не глиноземистых силикатов. Например, анализы девонских «песчаников и алевролитов» на Чаяндинской площади в западной части Вилюйской синеклизы (материалы Г. В. Ивенсен) показали значения НКМ, нередко превышающие единицу. В сочетании с повышенными содержаниями хлора и сульфата это указывает на засоленность данной терригенной толщи.

Щелочной модуль (ЩМ). Отношение Na_2O/K_2O – важная характеристика, отличающая глинистые породы ($Na_2O \ll K_2O$) от обломочных ($Na_2O > K_2O$), за исключением некоторых калиевых аркозов и глинистых пород с преобладанием монтмориллонита. Количественное соотношение щелочей в том или ином виде обязательно фигурирует во всех петрохимических систематиках. Напомним, что А. А. Предовский [211] использовал разность $\boldsymbol{K} = K_2O - Na_2O$, тогда как А. Н. Неелов [183] заимствовал у П. Нигли параметр $k = K_2O/(K_2O + Na_2O)$.

В отличие от прочих модулей для ЩМ вследствие его большой дисперсии мы используем *логарифмические градации* (табл. 14а).

Выясняется, что градации ЩМ для разных хемотипов заметно отличаются от сиаллитового стандарта. Норма ЩМ у большинства хемотипов существенно шире, чем сиаллитов; в общем, силиты, сиферлиты, фосфатолиты – породы в среднем более натровые, чем сиаллиты, а гидролизаты и алкалиты – менее натровые.

Опыт показал, что супер- и гипернатровые породы – это почти всегда либо аркозы, либо метабазиты, либо, наконец, альбитовые метасоматиты (при высоких содержаниях Na_2O), тогда как гипонатровые, как правило, являются пелитоидами.

Таблица 15

Средние значения ЩМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.42	0.73	0.97	0.34	1.33	1.43	0.68	1.06	0.74
Глинистые	0.22	0.69	—	0.16	0.41	0.62	0.48	0.34	0.44

В табл. 15 сведены значения ЩМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

Ниже приведены значения ЩМ для осадков I сейсмического слоя океанов и в стратисфере:

Осадки	**ЩМ**
Песчано-алевритовые	0.73
Глинистые	0.74
Карбонатно-глинистые	0.80
Карбонатные	1.14
Кремнистые	1.23
Вулканомиктовые	1.59
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.74
Океанический блок	0.89
Стратисфера в целом	0.74

Примечание. Одинаковые цифры для континентов и стратисферы в целом — следствие округления при расчете; соответствующие точные цифры равны 0.736 и 0.742.

Таким образом, по стандарту для сиаллитов платформенные глинистые сланцы рифея–венда и палеозоя оказываются гипонатровыми (соответственно – суперкалиевыми); карбонатные, кремнистые и вулканомиктовые отложения океана – супернатровыми, а все прочие – нормонатровыми. Причина повышенной натровости карбонатных и кремнистых пород, очевидно, та же, что и повышенной щелочности: примесь пиро- и вулканокластики. Такое же (и вполне очевидное) объяснение имеет супернатровость океанических вулканомиктовых отложений.

Повышенная против нормы натровость глинистых пород в сочетании с повышенной магнезиальностью служит отличным индикатором присутствия в них монтмориллонита. Таковы, например, глины «шлировой формации» олигоцена Армении, изучавшиеся И. Х. Петросовым [205, с. 220]. Их существенно монтмориллонитовый состав выдается, во-первых, высокой натровостью (ЩМ 0.65–1.07 против фанерозойской нормы для «сланцев» 0.36 [228, с. 142–144]), а во-вторых, присутствием магнезиальных разновидностей (из восьми

анализов три – псевдосиаллиты), что отчасти может объясняться и присутствием доломита. Однако, как и в большинстве подобных случаев, такой доломит следует считать аутигенным, наследующим свой магний от вулканогенных силикатов.

Кроме того, известно, что для докембрийских глинистых пород характерно повышенное содержание Na_2O, вследствие чего величина щелочного модуля ЩМ у них выше, чем у фанерозойских [228]:

Возраст глинистых толщ	ЩМ
Алданий (катархей)	0.54
Онтарий (верхний архей)	0.78
Карелий (нижний протерозой) . .	0.67
Рифей (верхний протерозой) . . .	0.43
Фанерозой	0.36

Общепринятое объяснение этого феномена – существенно более основной состав (а значит, и относительно более натровый) докембрийской континентальной коры по сравнению с фанерозойской. Однако в отложениях карелия (серия Кобальт, Канада) известны глинистые породы с чересчур высокими значениями ЩМ – больше единицы, что характерно не для пелитоидов, а для граувакк. Как давно отметили Е. Петтиджон и Х. Бастрон [348], это *варвовые аргиллиты*, т. е. продукты ледового литогенеза, при котором химическое выветривание субстрата минимально. Таким образом, ***при прочих равных условиях, аномально высокое значение щелочного модуля ЩМ в пелитоидах могло бы служить средством диагностики ледниковых отложений.***

Иногда можно встретить *повышенный ЩМ в карбонатных породах.* Вероятно, мы сталкиваемся здесь с двумя разными случаями. В первом случае повышена и щелочность (НКМ): это значит, что в породе присутствует альбит и мало глинистого вещества. Например, для среднедевонских известняков Среднего Урала [59] получаются значения ЩМ = 1.0 и НКМ = 1.18, для олигоценовых мергелей Тургайского прогиба [31] – соответственно 1.36 и 0.40, для фаменско-турнейского известняка Печорского Урала (наши данные) – соответственно 10.0 и 0.65. Во всех этих случаях более или менее очевидно, что повышенное значение ЩМ создается примесью полевошпатовой (альбитовой!) пирокластики. Во втором случае НКМ мал; причина высокого ЩМ непонятна и может заключаться в аналитических погрешностях(?). Так, в неогеновом доломитовом известняке Западного Прибайкалья [124] и в сидеритовых рудах Лебединского месторождения КМА [34] значения ЩМ и НКМ получаются соответственно 1.0 и 0.03, 1.50 и 0.07. Учитывая ничтожную общую щелочность этих пород (соответственно 0.02 и 0.15 %!), нельзя исключить, что на значениях модулей ЩМ и НКМ здесь просто сказались ошибки анализа.

Наконец, заслуживает внимания феномен *повышенной натровости многих фосфатолитов.* Например, в палеозойских чернослан-

цевых толщах Лемвинской зоны Севера Урала и Пай-Хоя в карбоновых конкреционных фосфоритах всегда присутствует Na_2O. Петрохимические пересчеты неизменно показывали нормативный альбит, который иногда удавалось подтвердить и рентгеновским анализом нерастворимых остатков конкреций. Мы допускали, что альбит – это «*либо кристаллокластический материал..., либо, что более вероятно, аутигенные образования, возникшие, по мысли В. А. Мележика, при распаде миграционных натриевых фосфатов. Согласно его представлениям, именно так образовались фосфатсодержащие конкреции с альбитом в протерозойской вулканогенно-осадочной толще полосы Имандра-Варзуга на Кольском полуострове...*» [296, с. 122].

А. В. Сочава, изучавший метаморфические толщи карелид на западе Витимо-Алданского щита, также обратил внимание на геохимическую ассоциацию Na_2O–P_2O_5. Он полагал, что «*постоянное присутствие P_2O_5 в ассоциации с Na_2O позволяет предположить, что установленные петрографическими методами процессы альбитизации пород сопровождались обогащением их фосфатами. Весьма вероятно, что продукты данного процесса связаны с метасоматическим воздействием на терригенные осадки гидротермальных растворов, генетически связанных с очагами вулканизма натровой специализации и имеющих отношение к рудогенезу стратиформных месторождений меди... В ряде случаев процесс обогащения пород фосфатами происходил без заметного изменения содержаний натрия... Накопление фосфора сопровождалось увеличением содержания окисного железа...*»[4] [246, с. 57–58].

3.5. Титановый модуль (ТМ)

Значение титанового модуля (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) как важной геохимической константы гипергенных процессов было продемонстрировано в работах А. А. Мигдисова 60-х годов, посвященных изучению осадочного чехла Русской плиты [179]. Он обнаружил, что у глинистых пород ТМ отчетливо ниже, чем у песчаных: 0.030–0.060 против 0.055–0.075. Причиной этого является динамическая сортировка материала, приводящая к частичному разделению тяжелых титансодержащих акцессориев и более легкого глинистого вещества (носителя глинозема). Эту эмпирическую закономерность мы называем *закономерностью Мигдисова*. Кроме того, по данным А. А. Мигдисова, ТМ зависел от климатической и фациальной характеристик пород: он был выше в гумидных отложениях, чем в аридных, и выше в мелководных, чем в глубоководных (тиховодных!).

[4] Однако такая ассоциация часто бывает седиментогенной и обусловлена сорбцией фосфатов на гидроокислах железа (прим. авторов).

В дальнейшем наши работы на Печорском Урале [295] подтвердили все выводы А. А. Мигдисова и показали важную роль еще одного фактора – титанистости петрофонда. Терригенные породы, генетически связанные с более титанистыми базитами, имели ТМ заметно выше, чем те, которые были связаны с кислыми породами (например, аркозы).

Таким образом, со временем стало ясно, что в терригенных породах ТМ должен коррелироваться по меньшей мере с двумя параметрами: с ГМ (обратная корреляция в обломочных литогенных породах) и с ФМ (реже с ЖМ) – прямая корреляция в петрогенных и пирогенных породах. Первое отражает связь ТМ с динамическими фациями седиментации и порождено гипергенезом, а второе отражает связь Ti с Fe и Mg в магматическом процессе.

Очевидно, что при прочих равных условиях рециклизация осадочного материала должна вести к росту ТМ; поэтому в литогенных породах ТМ, вообще говоря, должен быть выше, чем в петрогенных (см. раздел 1.3). На этом основана методика использования ТМ и для диагностики первичного субстрата метаморфитов. Для пород кислого состава (с малыми или умеренными ГМ, отвечающими силитам и сиаллитам) большие значения ТМ будут отвечать песчаникам, а малые – кислым туфам. Для пород же более основных (с ГМ, отвечающими сиаллитам и гидролизатам) более высокие значения ТМ будут свойственны метабазитам, а меньшие – метапелитам. Например, если для метапелитов даже значение ТМ = 0.060 может расцениваться как несколько повышенное (если это не Fe-гидролизаты, в частности докембрийские железные руды, у которых ТМ обычно повышен), то для большинства метабазитов вполне нормальны значения ТМ > 0.070.

Таблица 15а

Градации хемотипов по модулю ТМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты и псевдосилиты	< 0.020	0.020—0.080	0.081—0.120	> 0.120
Сиаллиты и псевдосиаллиты	< 0.030	0.030—0.070	0.071—0.100	> 0.100
Сиферлиты и псевдосиферлиты	< 0.040	0.040—0.100	0.101—0.150	> 0.150
Гидролизаты	< 0.030	0.030—0.100	0.101—0.150	> 0.200
Псевдогидролизаты	< 0.040	0.040—0.150	0.151—0.250	> 0.250
Алкалиты	< 0.010	0.010—0.050	0.051—0.100	> 0.100
Карбонатолиты	< 0.020	0.020—0.080	0.081—0.200	> 0.200
Фосфатолиты	< 0.010	0.010—0.080	> 0.080	

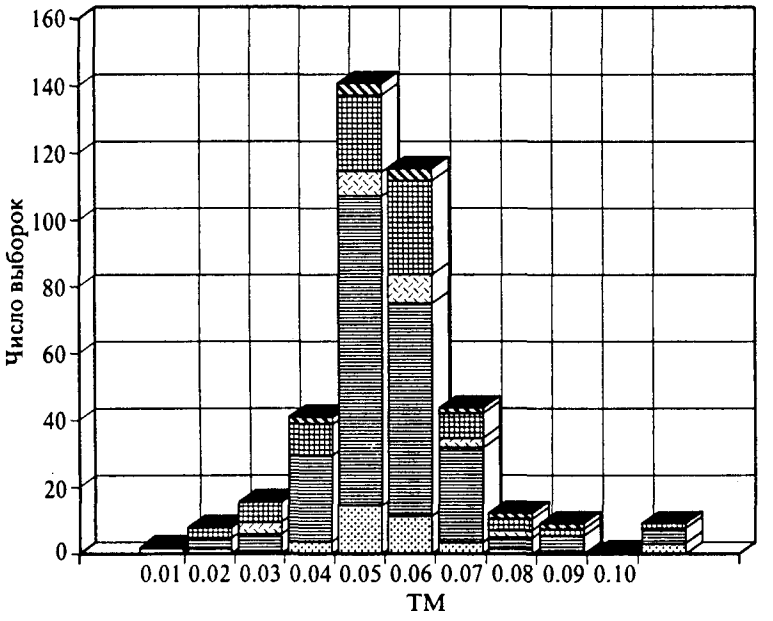


Рис. 7. Частотное распределение величины ТМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Мы используем градации хемотипов по величине ТМ, показанные в табл. 15а.

По сравнению с сиаллитами только алкалиты являются в среднем менее титанистыми породами; титанистость всех остальных хемотипов выше, чем у сиаллитов, причем особенно велик ТМ железистых и магнезиальных пород – сиферлитов и псевдогидролизатов, что вполне понятно – среди них много базитов и их дериватов. При этом, если повышенная титанистость карбонатных пород была уже известна раньше из работ А. А. Мигдисова и наших, то факт повышенной титанистости силитов, гидролизатов и фосфатолитов является нетривиальным.

Частотное распределение величины ТМ в сиаллитах близко к нормальному (рис. 7), а в силитах имеет сильную правую асимметрию и близко к логнормальному (рис. 8).

Рассмотрим материалы о применении ТМ более подробно, исследовав сначала средние величины.

В табл. 16 сведены значения ТМ, рассчитанные нами для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

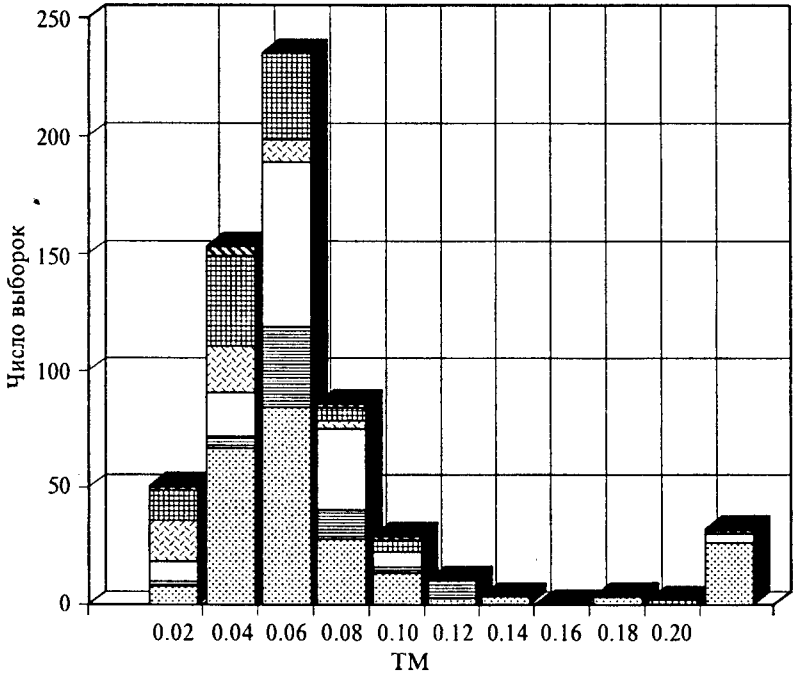


Рис. 8. Частотное распределение величины ТМ в силитах (630 выборок, 11 735 анализов).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Ниже приведены значения ТМ для осадков I сейсмического слоя океанов и в стратисфере:

Осадки	**ТМ**
Песчано-алевритовые	0.057
Глинистые	0.058
Карбонатно-глинистые	0.048
Карбонатные	0.059
Кремнистые	0.049
Вулканомиктовые	0.073
Стратисфера (без эффузивов) . .	
Континентальный блок	0.051
Океанический блок	0.057
Стратисфера в целом	0.051

Данные табл. 16 означают, что ***все средние составы осадочных пород оказываются по стандарту сиаллитов нормотитанистыми.*** Характерное исключение представляют вулканомиктовые осадки и породы океана – они супертитанистые. Это естественно, поскольку вулкано- и пирокластическая примесь в них – базитовая, с высокой титанистостью. Как правильно замечают Д. Спирс и

Таблица 16

Средние значения ТМ в стратисфере

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.056	0.053	0.053	0.048	0.048	0.051	0.060	0.048	0.051
Глинистые	0.041	0.054	—	0.059	0.042	0.058	0.047	0.049	0.050

Р. Канарис-Сотириу, «*добавка вулканического материала к нормальному осадку может либо увеличить, либо уменьшить отношение TiO_2 / Al_2O_3 в породе – в зависимости от состава пепла. Таким путем можно распознать вулканический вклад...*» [353, p. 345]. Очевидно, что кислый пепел должен понижать титанистость осадка, тогда как основной – повышать ее. Например, по данным Е. М. Емельянова [103], в верхнем слое донных осадков Атлантического океана максимальное содержание Ti отмечается в вулканокластических осадках (в среднем 1.13 % Ti или 1.88 % TiO_2), а минимальное – в биогенных карбонатных осадках (0.12 % Ti или 0.2 % TiO_2).

Если нанести вычисленные А. Б. Роновым и коллегами 29 средних составов алевропесчаных пород Русской плиты возрастом от рифея до неогена включительно [227] на модульную диаграмму ГМ–ТМ, то можно наблюдать широкую полосу негативной корреляции: чем выше ГМ, тем в общем ниже титанистость алевропесчаных пород (рис. 9). Очевидно, что здесь суммируются обе тенденции изменения ТМ, обусловленные «субстратным» и «динамическими» факторами седиментогенеза. С одной стороны, падение титанистости должно коррелироваться с нарастанием «аркозовости» песчано-алевролитовых пород, поскольку материнские кислые породы отличаются низкими значениями ТМ (в особенности риолиты). С другой стороны, проявляется закономерность Мигдисова – нарастание титанистости по мере усиления динамической сортировки обломочного материала, которая характерна для олиго- или даже мономиктовых кварцевых песков с низкими значениями ГМ, отвечающим супер- и гиперсилитам. Например, чистые кварцевые пески и песчаники в палеогене Восточно-Европейской платформы [214, с. 157] показывают значения ТМ от 0.108 до 4.333!

Высокие значения ТМ как отражение титанистости петрофонда. Как следует из данных ленинградских геологов (табл. 17), основная причина аномально высоких значений ТМ в метаосадочных породах карелид Кольского полуострова – это повышенные содержания Ti в петрофонде, обусловленные туфогенным материалом: «*В составе алевропелитовой фракции углеродистых ритмитов метаосадков Печенги и Куолаярви наблюдается присутствие тонкозернистого лейкоксенового агрегата, который развивается в отдельных прослоях, сложенных туфогенным материалом. Су-*

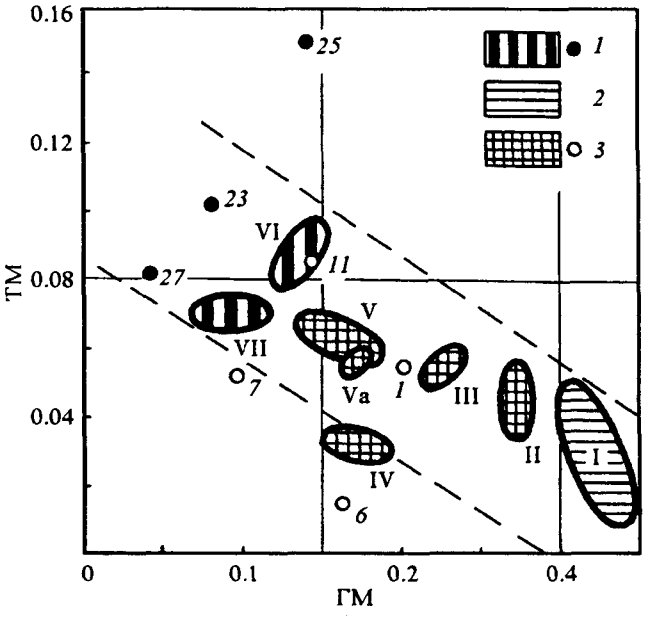


Рис. 9. Модульная диаграмма для средних составов алевропесчаных пород Русской плиты. Каждая точка отвечает 5–90 анализам средних проб, составленных из 5–1362 образцов. Составлено по данным А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова и К. Хане, 1995 г. [227, с. 326–327].

Геологический возраст: *1* – мел–неоген, *2* – карбон–пермь, *3* – разный (но с преобладанием палеозоя).

щественное присутствие лейкоксена... отмечается в туфогенных ритмично-слоистых алевропелитах удаленных глубоководных фаций. Особенно обогащены титаном (до 6.2 % TiO_2) туфогенные углеродсодержащие псаммиты и пелиты четвертого осадочного горизонта Куолаярвинского синклинория» [12, с. 1697].

Большинство этих пород обогащено и железом, также вулканогенным, причем минералы железа могут дать некоторый вклад в валовое содержание титана, поскольку в составе обломочных и аутигенных гематитов содержится до 4.16 % TiO_2. И только второстепенное значение для этих пород могла иметь закономерность Мигдисова, т. е. динамическое разделение титана и алюминия. Отчасти она проявлена в составе метапелитов второй осадочной толщи Печенги: это образования высокодинамичных фаций – потоков и дельт. Однако существенно, что и в этих фациях обломочный материал был изначально обогащен титаном за счет размыва титанистых магнетитовых альбитофиров, а также развитой по ним коры выветривания в основании толщи; здесь содержание TiO_2 составляет 4–5 %. Эта высокая титанистость наследуется вышележащими песчаными осадками: «*Продукты размытой коры выветривания и нижележащих эффузивов, хотя и смешиваются с грани-*

Таблица 17

Аномальные средние значения ТМ в мезопротозойских метаосадочных породах Печенгской и Куолаярвинской структур Кольского полуострова. Составлено по данным А. М. Ахмедова, А. С. Воинова [12]

Метаморфические породы	*n*	TiO_2, %	Al_2O_3, %	ТМ
Печенгский синклинорий				
2-я осадочная толща (Куэтсярви)				
Метапелиты	7	1.40	16.10	0.087
3-я осадочная толща (Колосйоки)				
Аркозовые метапсаммиты	11	1.64	9.70	0.169
Метаалевролиты	8	1.98	14.30	0.138
4-я осадочная толща (Пилгуярви)				
Граувакковые метапсаммиты	20	1.04	11.75	0.188
Граувакковые метапелиты	20	1.49	17.69	0.084
Магнезиальные метаалевролиты	11	1.78	11.90	0.149
Базальные метапелиты	5	2.57	21.42	0.119
Куолаярвинский синклинорий				
3-я осадочная толща				
Магнетитсодержащие граувакковые гравелиты и метапсаммиты	9	1.19	8.54	0.139
4-я осадочная толща				
Вулканомиктовые метапсаммиты с углеродистым веществом	4	2.59	11.60	0.223
Вулканомиктовые метаалевропелиты с углеродистым веществом	10	2.10	16.71	0.126
Ультраосновные метатуфы и метатуффиты	6	1.06	10.53	0.101

тоидным обломочным материалом, однако значительно обогащают титаном осадки дельтовых и потоковых фаций Печенги в сравнении с отложениями подобного типа» [12, с. 1695].

ТМ как возможный индикатор аркозов типа first cycle. Одним из признаков петрогенных отложений может служить *пониженная титанистость песчаников по сравнению с алевролитами*, тогда как для литогенных отложений, как правило, характерно обратное. Примером могут служить иотнийские (среднерифейские) красноцветные аркозы терской серии Кольского полуострова, изучавшиеся А. В. Сочавой [245]. Аналогичный результат дает и наша обработка анализов терригенных пород среднерифейской шатакской свиты на Южном Урале [202, с. 51]. Здесь титанистость

песчаников в сравнении с титанистостью алевролитов и аргиллитов также понижена, что, по-видимому, позволяет относить эти отложения к петрогенным аркозам.

Вариации ТМ в корах выветривания и их дериватах. Разная титанистость субстрата наследуется образованиями коры выветривания. Например, среди каолинитовых глин имеется две группы – с низкой и высокой титанистостью, что указывает на кислый и основной субстраты каолинитов. Самым наглядным примером низкотитанистых каолинитов являются прослои *тонштейнов* – продуктов изменения кислой пирокластики в агрессивной среде торфяного болота [295, с. 34].

Как показали тщательные исследования Ч. Уивера [359], каолиниты содержат титан в форме анатаза, причем бóльшая часть TiO_2 представлена шарообразными частицами диаметром всего 0.05–0.10 мкм. Шарики TiO_2 образовались из ионов Ti^{4+}, находившихся в октаэдрических слоях биотита и других темноцветных минералов. В структуре каолинита шарики размещаются либо изолированно (по отдельности и в виде сферических и слоистых агрегатов неправильной формы), либо формируют целые слои. В них присутствуют примеси Al и Si – как предполагается, в аморфных соединениях, выполняющих роль цемента. Предполагается, что первоначальной формой анатазовых шариков был аморфный гель $Ti(OH)_4$. И только небольшая часть анатаза в каолинитах представлена более крупными таблитчатыми псевдоморфозами по ильмениту размером в несколько микрон.

Понятно, что ***столь разные по размеру частицы анатаза должны неодинаково вести себя в условиях перемыва коры выветривания***: у более массивных пластинок апоильменитового анатаза больше шансов отшлиховаться и накопиться в песчаном осадке. С другой стороны, микронные анатазовые шарики должны легче подвергаться растворению с выносом титана в восстановительных средах.

Согласно Г. И. Бушинскому, в исходных горных породах – субстрате для образования коры выветривания – титан присутствует в трех основных формах: «1) *в виде зерен, способных давать россыпи,* 2) *в виде очень мелких кристалликов и* 3) *в виде изоморфной примеси в других минералах. Последние две формы количественно преобладают и дают при выветривании тонкие частицы, которые переносятся водой вместе с глинами. Часть тонких частиц, включенная в обломки коры выветривания, переносится в грубых дисперсиях, например при накоплении осадочных бокситов. В процессе химического выветривания пород титан, как и алюминий, накапливается в качестве остаточного продукта. Сколько-нибудь существенного выноса титана при этом не наблюдается*» [38, с. 215].

Таким образом ТМ бокситов наследуется от субстрата, причем можно понять Г. И. Бушинского так, что ТМ существенно не изменится, даже если бокситы подвергнутся эпигенетическим процессам: «*При химическом выносе алюминия из бокситов удаляется и титан. Вынос железа чаще всего не сопровождается выносом титана. Этот факт заставляет предполагать существование каких-то сравнительно подвижных титан-алюминиевых комплексов*» [38, с. 216].

В действительности, как показывают многочисленные данные, подвижность титана и алюминия при эпигенезе бокситов различная, и это должно обязательно изменить величину ТМ. Как подчеркивал

Н. М. Страхов, *«когда* TiO_2 и Al_2O_3 *идут в кислом растворе, они неизбежно очень быстро разделяются. Осадок глинозема становится беститановым. Этот процесс неотвратим, так как* TiO_2 *садится при* pH < 2, *а* Al_2O_3 – *при* pH 4.5–5» [249, с. 251]. Материалы по корам выветривания обнаруживают обе тенденции – и унаследование ТМ субстрата, и изменение ТМ в эпигенетических процессах.

Например, Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова, обработавшие 1500 анализов палеоцен-эоценовых бокситов Казахстана, отмечают, что величина ТМ в них стабильна: *«...по мере увеличения* Al_2O_3 *пропорционально увеличивается и содержание* TiO_2». Однако в восстановительном эпигенезе титан выносится энергичнее алюминия. Если среди Амангельдинской группы месторождений в верхней пачке красных бокситов и глин среднее значение ТМ составляет 0.061, то в средней пачке серых «лигнитовых бокситов и глин» оно понижается до 0.017. В связи с этим авторы пишут [157, с. 243]: *«...в условиях сильновосстановительной среды происходит значительный вынос железа, титана и частично алюминия. Последний, по-видимому, становится подвижным при низких значениях* pH. *Эти элементы выносятся в разной степени, что служит причиной постоянного нарушения отношения* TiO_2 *и* Al_2O_3. *Содержание* TiO_2 *падает при этом до* 0.16–0.5 %, *тогда как содержание* Al_2O_3 *не опускается ниже* 12–25 %...» Действительно, согласно расчетам Д. Кэрролл [325], при Eh = – 0.3 В и в кислой среде при pH = 3 (в поле существования пирита) 84 % всего Ti должно восстановиться до миграционно-способной формы Ti^{3+}. Однако миграция титана может привести и к возрастанию ТМ: *«Можно предположить, что титан, который выносится из пород, богатых* $C_{орг}$, *перемещаясь на короткие расстояния под влиянием восстановительных условий, обогащает соседние участки бокситов»* [157, с. 244].

В обстановке торфяных болот четырехвалентный Ti (IV) может приобретать подвижность либо при восстановлении до Ti (III), либо, что не менее важно, – в условиях обилия в растворе комплексообразователей: лигандов гумусовых кислот – гуминовых (ГК) и фульвовых (ФК). Расчеты показывают, что в условиях торфяных болот возможно образование комплексов Ti–ГК и Ti–ФК, содержащих 1.5–2.0 % титана [307, с. 75]. Эти данные имеют прямое отношение к формированию тех кор выветривания, которые перекрывались болотными отложениями. *«Реальность выщелачивания Ti из терригенной взвеси в агрессивной среде торфяников надежно доказана экспериментами..., а косвенно подтверждается и рядом минералогических наблюдений о миграциях титана в присутствии ОВ...»* [307, с. 78].

В нормальном латеритном профиле древней КВ по железистым кварцитам КМА (Лебединское месторождение) на субстрате залегает рыхлый мартит-маршаллитовый элювий и выше – рыхлые богатые железные руды, сложенные мартитом, гидрогематитом и гидрогетитом [34]. Эти руды имеют ТМ 0.052. При наложении на

колонку КВ процесса эпигенетической сидеритизации значения ТМ отчетливо увеличиваются до 0.109 и даже 0.235. Однако дальнейшее развитие этого процесса, с превращением Fe-гипергидролизатов в Fe-карбонатолиты сопровождается сильной дисперсией ТМ, так что в среднем он даже снижается. Таким образом, ***восстановление железа и вовлечение его в миграцию сопровождается миграцией титана.*** При неподвижном алюминии это может вести как к росту ТМ (привнос титана), так и к его снижению (вынос титана).

По мере накопления данных стало выясняться, что даже в отсутствии эпигенетических процессов величина ТМ при бокситообразовании изменяется. Так, обработка материалов Ю. Г. Цеховского по мел-палеогеновым гумидным красноцветам Казахстана [268] позволяет утверждать, что в зональных корах выветривания без существенного проявления наложенных процессов развитие бокситового процесса (рост АМ от 0.20 до 0.80) сопровождается *падением титанистости* (убывание ТМ от 0.080 до 0.010). Все отклонения от этой тенденции показывают либо более железистые образования, либо продукты эпигенетического изменения – ресилификации.

О *снижении ТМ* в древнем латеритном процессе свидетельствуют и данные А. П. Никитиной и др., изучавших нижневизейские латеритные КВ на углеродистых карельских глинистых сланцах КМА. Обработка этих данных показывает убывание ТМ от исходных пород (0.031) к каолинизированным и далее к бокситам (0.023–0.026). Аналогичная картина наблюдается и в одновозрастной латеритной КВ по субстрату амфибол-хлоритовых сланцев (псевдосиферлитов) в Северо-Онежском районе: от исходных пород к монтмориллонитизированным и каолинизированным и далее к гиббситизированным ТМ убывает от 0.047 до 0.035–0.038 [185, с. 210–211].

Еще более сложна картина изменения ТМ в бокситорудных пестроцветах Центрального Казахстана (палеоцен-средний эоцен). Мы обработали 13 анализов, из которых 12 относятся к Аркалыкскому месторождению бокситов [104, с. 178]. Все эти латеритные образования аттестуются как титанистые гидролизаты. По величине ГМ среди них можно выделить следующие: Ti-нормогидролизаты, представленные каолинитовыми глинами; Ti-супергидролизаты, представленные сухаристыми бокситами; Ti-гипергидролизаты, представленные каменистыми бокситами.

При этом в генетическом ряду *«глины → сухаристые бокситы → каменистые бокситы»* титановый модуль ТМ вначале убывает, а затем возрастает, достигая исходных значений (в среднем около 0.065). Однако есть и более титанистые бокситы, в которых и содержание TiO_2, и величина титанового модуля ТМ повышены почти вдвое. Такое различие может иметь два объяснения: либо селективное накопление титана в сравнении с алюминием, либо первичный более титанистый субстрат. Заметим, что именно эти

бокситы ближе всего стоят к глинам (АМ 2.28–2.32 против 0.75–1.31 в глинах), представляя, по-видимому, начальную стадию бокситообразования, для которой вполне допустимо предположение о дифференциальной подвижности титана и алюминия.

Изучение *молодых латеритов* также дает многочисленные свидетельства того, что величина ТМ в латеритном процессе подвержена заметному изменению. Судя по данным А. Д. Слукина, изучавшего молодые латериты Индии, в ряду латеритной КВ от долерита к каолинизированному долериту и далее к латериту *величина ТМ явственно снижается*: 0.129 → 0.106 → 0.052. Этот процесс, т. е. опережающее накопление глинозема на фоне неподвижного или даже выносящегося титана, продолжается и в бокситах. В наиболее богатом боксите с 71.9 % Al_2O_3 ТМ падает до 0.008. Напротив, в эпигенетических образованиях типа кирасы (около 40 % Fe_2O_3) или в обогащенных железом каолинит-гетитовых образованиях, в гиббсит-гетитовых корках («пряниках») ТМ может вновь увеличиваться до 0.189. Можно думать, что на стадии каолинизации (при относительно слабом выносе кремнезема) титан несколько накапливается (но слабее, чем глинозем), а при интенсивном выносе кремнезема начинает выноситься и, вступая в миграцию, может накапливаться совместно с железом.

Обработка одиннадцати анализов Ю. Ю. Бугельского по молодым латеритным корам выветривания Кубы [32, с. 95–122] позволяет построить ряд нарастания средней титанистости: *КВ по габбро* (*ТМ 0.019*) → *КВ по андезитам* (*ТМ 0.034*) → *КВ по андезитовым туфам* (*ТМ 0.036*) → *КВ по глинистым сланцам* (*ТМ 0.052*). За пределами этого ряда остается несколько высокотитанистых составов КВ по габбро (ТМ 0.058–0.109). Трудно эти данные расценить иначе, как указание на возможность выноса титана в процессе корообразования по субстрату габбро. В противном случае (поскольку изначально габбровый субстрат более титанистый) следовало бы ожидать и наиболее титанистых КВ по этому субстрату. Другое (более слабое?) допущение – о неоднородности габбрового субстрата на Кубе, о его первоначально разной титанистости.

Добавим, что латеритный процесс может развиваться по любому субстрату, например по фосфатному. Примером могут служить кембрийские пеллетные фосфориты Квинсленда в Австралии [326]. Подвергаясь наложенному латеритному выветриванию, эти породы теряют фосфор и щелочи. На начальной стадии этого процесса резко возрастает ТМ (0.036 → 0.246), может быть, за счет относительно большей инертности TiO_2 по сравнению с Al_2O_3.

Итак, накопленные данные свидетельствуют о том, что значение ТМ в латеритной коре выветривания не остается стабильным даже при нормальном течении процесса, не осложненном эпигенезом, причем чаще всего ТМ по мере бокситообразования убывает. Если же на КВ накладываются процессы эпигенеза (кирасообразование, сидеритизация, шамозитизация, каолинизация), то колебания величины ТМ могут

приобрести незакономерный, «хаотический», характер, сильно затрудняющий суждение о первичной титанистости субстрата КВ.

Вопрос о поведении титана в корах выветривания специально исследовался А. И. Паком, располагавшим материалами как по фанерозойским, так и по более древним КВ. Он рассчитал коэффициенты привноса-выноса ($K_{пв}$) титана в 54 разрезах разновозрастных КВ и пришел к выводу, что поведение титана в КВ претерпело характерную эволюцию: *«Раннепротерозойские, ранне- и среднерифейские коры выветривания отличаются от более молодых аналогов в целом отрицательным балансом титана... Очевидно, это обусловлено преобладанием процессов миграции (выноса) его в зоне выветривания... В корах выветривания мезозоя и кайнозоя происходит накопление и вынос титана из всех зон коры выветривания... Интенсивность этих процессов в мезозое и кайнозое больше, чем в докембрии и палеозое. Это обусловлено, по-видимому, развитием в мезозое и кайнозое кор выветривания как в окислительной, так и в восстановительной обстановке»* [200, с. 122–123].

Неполное сходство поведения титана и алюминия в КВ могло бы в принципе привести к некоторым *закономерным колебаниям* титанового модуля во времени. Алюминий *«в начале протерозоя не испытывал сколько-нибудь заметной миграции... Со среднего протерозоя до среднего рифея наблюдается слабый вынос его из кор выветривания (от 2 до 12 %)... Начиная со среднего рифея, поведение алюминия в корах выветривания нестабильно; отмечаются и накопление, и вынос. Однако средневзвешенные величины привноса-выноса... в корах выветривания среднего и позднего рифея относительно небольшие ($K_{пв}$ от 0.70 до 1.20)... Имеются данные о слабом накоплении алюминия (6–8 %) в корах выветривания от среднего рифея до силура. С девона интенсивность этого процесса в корах выветривания увеличивается в среднем до 160 %»* [200, с. 118].

К сожалению, сам А. И. Пак не вычислил значений ТМ и не проследил их колебаний; не располагая собранными им материалами, сделать это невозможно. Но все же на основе процитированного можно предположить, что ***на протяжении истории Земли величина ТМ не должна была оставаться в корах выветривания стабильной – вероятно, она колебалась в зависимости от Eh среды, поскольку низкие значения Eh увеличивают подвижность титана, но не сказываются на подвижности Al. Поэтому выветривание в восстановительных средах должно было приводить к убыванию ТМ за счет преимущественного выноса титана.***

Поскольку весьма вероятно, что среды с низкими Eh были в то же время и углекислотными, то в таком *глеевом процессе* следует ожидать и выноса железа. Это могло бы обусловить позитивную корреляцию ТМ–ЖМ в дериватах коры выветривания. Впрочем, если вслед за А. И. Паком допустить возможность массового выноса

в глеевом процессе и алюминия (в форме солей типа давсонита), то все наши рассуждения становятся сомнительными. ***Вывод очевиден: для познания эволюции древних гидролизатов весьма важно систематически изучить распределение в корах выветривания величины ТМ в зависимости от возраста КВ.***

ТМ в редких типах кор выветривания. К числу редких можно отнести высокотитанистые КВ, которые развиваются обычно по титанистому субстрату. Например, в мезозойской КВ на рудных троктолитах[5] Коростенского плутона УКЩ [26] ТМ явственно снижается в ряду начального и промежуточного разложения-глинизации субстрата: 0.429 (исходные породы) → 0.360 (выщелоченные троктолиты) → 0.224 (существенно каолинит-монтмориллонитовая зона). В этом же ряду убывает и содержание TiO_2, в %: 6.14 → 5.77 → 5.41. Однако в тыловой каолинит-гетитовой зоне КВ (где дополнительного выщелачивания субстрата уже почти нет – только гидролиз) содержание TiO_2 вновь увеличивается до 8.97 % и одновременно подскакивает ТМ – до 0.328. Очевидно, что в этой зоне накопление титана происходит быстрее, чем накопление алюминия.

В мел-палеогеновых отложениях Зайсанской котловины описаны пестроцветные глины, которые являются продуктом своеобразного – *железисто-кремнистого* типа выветривания-почвообразования. Этот процесс развивался по субстрату алевроглинистых отложений и привел к появлению в разрезе мощных монотонных пачек железисто-кремнистых пестроцветов, нередко ассоциирующихся со своеобразными кварцевыми песчаниками – «с очень плотным кремнистым и железистым цементом» [104, с.137]. Железисто-кремнистый профиль обычно имеет три зоны: нижних пестроцветов (0.3–0.5 м), верхних пестроцветов (от 1 до 7 м), выше весьма постепенно переходящих в глинисто-каменистую кремнисто-железистую кирасу, сложенную в основном гетитом и гематитом. В ней видны отчетливые следы растворения обломочного кварца, а каолинит исходных пород подвергается процессу диспергации-аллофанизации.

Обработка данных В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского показывает, что по мере развития профиля железисто-кремнистой коры происходит снижение ГМ, вызванное окремнением (что очень необычно для КВ, в которых обычно происходит обратное!) *при существенном увеличении ТМ*: от 0.055 до 0.081. Это увеличение достигает максимума при формировании «ожелезненных аргиллитов», содержащих вдвое больше железа и еще меньше глинозема, чем кираса. Легко убедиться, что нарастание ТМ объясняется не привносом титана (содержание которого в кирасе не изменяется или даже несколько убывает), а *сильным выносом глинозема* по мере ожелезнения-окремнения (23.63 → 14.00 → 10.70 % Al_2O_3). Вынос глинозема сопровождается интенсивным привносом железа. Касаясь генезиса железисто-кремнистых профилей выветривания, В. С. Ерофеев и

[5] Габбро-анортозиты, содержащие в среднем около 14 % ильменита.

Ю. Г. Цеховский сопоставляют их с «феррсиаллитным типом фульвоферраллитного семейства современных почв» (по М. А. Глазовской), которые развиваются в районах с субтропическим или тропическим гумидным климатом под лесными массивами. Однако они считают, что *«интенсивное окремнение либо ожелезнение исследованных древних почв связано не только с выделениями* SiO_2 *и* Fe_2O_3 *в самом почвенном профиле, но и с боковым привносом этих соединений почвенно-грунтовыми водами...»* [104, с.145].

Такая интерпретация означает, что процесс почвообразования происходил в кислой среде с обилием фульвокислот. Следовательно, таковы были условия выноса алюминия из субстрата (и привноса железа) на фоне неподвижности или очень слабого выноса титана.

В этих же отложениях В. С. Ерофеевым и Ю. Г. Цеховским описан еще один редкий тип древних почв – *кор выветривания с алунитовой кирасой.* Процесс алунитизации развивался по субстрату алевритистых глин пойменной фации, в составе которых доминирует каолинит с примесью гидрослюды или смектита. Профили мощностью от 3 до 4 м имеют двучленное строение: на материнских породах развиваются пестроцветы, над которыми располагается горизонт алунитовой кирасы непостоянной мощности, от 1.8 до 0.1 м, вплоть до полного выклинивания. Формирование алунитов происходит как бы вместо бокситов и обязано обилию пирита в субстрате: *«Если бы материнские осадочные породы алунитового горизонта выветривания не содержали в своем первоначальном составе значительных количеств сульфидов железа, процесс бы закончился формированием не алунитовой, а бокситовой кирасы»* [104, с. 149]. Полагают, что сульфат и калий привносились в древние почвы боковым потоком почвенно-грунтовых вод и что эти образования напоминают современные кислые квасцовые почвы. Обработка данных В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского показывает, что по мере развития почвенного профиля от материнских пород – зеленых глин-нормосиаллитов к пестроцветным глинам-гиперсиаллитам и далее к алунитовой кирасе (гипогидролизат) – происходит необычный процесс нарастания K_2O (обычно в профиле КВ содержание K_2O снижается) при незначительном росте глинозема и снижении содержания титана. Соответственно этому заметно убывает ТМ: 0.049 → 0.038 → 0.025.

Итак, опираясь на этот пример, мы можем допускать, что ***процесс сернокислотного выветривания характеризуется снижением ТМ.***

Некоторые примеры закономерности Мигдисова. *Закономерность Мигдисова* наблюдается в терригенных толщах разных регионов, разного возраста и разной формационной принадлежности. Это означает, что везде процесс отмучивания глиноземистой пелитовой взвеси и накопление в песчаном осадке тяжелых титансодержащих акцессориев протекали однотипно. *Современной моделью* закономерности Мигдисова могут служить аллювиальные песчаные отложения – такие как голоценовые аркозовые пески Калифор-

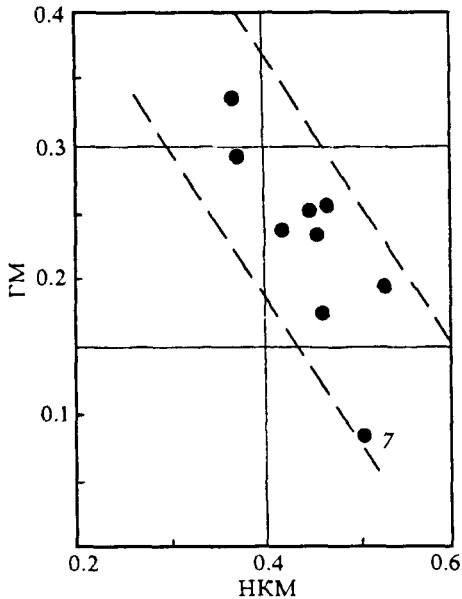


Рис. 10. Модульная диаграмма для голоценовых аркозовых песков Калифорнии, район Солт-Лейк. Составлено по данным П. Ван де Кампа и др. [356, p. 199].

нии, в анализах которых мы обнаруживаем присутствие аномальных составов (с повышенной титанистостью (рис. 10, обр. 7). Менее отчетливо, но также заметно в этих песках повышена и железистость. Очевидно, что мы имеем здесь процесс природного шлихования – накопления титансодержащих минералов. Действительно, аномально-титанистые образцы выделяются крупнозернистостью (0.5–1.0 мм) и содержат 5 % тяжелых минералов [356, p. 198–199]. Обращает на себя внимание четкая негативная корреляция на графике НКМ–ГМ; она создается как раз за счет «шлиховых» образцов с повышенным ТМ. Очевидно, в процессе шлихования происходит изменение отношения «полевые шпаты / слюды» и наиболее щелочным оказывается самый титанистый крупнозернистый песок с минимальным ГМ (обр. 7: TiO_2 = = 1.98 %, ТМ = 0.156). В данном случае это означает не накопление полевых шпатов, что было бы мало понятно, а потерю (отмывку) слюд.

Такое предположение подтверждается при обработке анализов Б. С. Лунева, сделанных для химической характеристики трех генотипов аллювия [161, с. 128]. Если эти анализы нанести на модульные диаграммы, то в ряду аллювия «горный → горно-равнинный → равнинный» можно заметить закономерное снижение ГМ (за счет нарастания доли кварца) и увеличение значений ТМ, а также ЖМ и НКМ. Очевидно, что по мере усиления динамической сортировки осадков растет не только содержание железо-титанового шлиха, но и отношение «полевые шпаты / слюды» – за счет отмывки из песков легких слюд.

В *современном океанском литогенезе* закономерность Мигдисова может маскироваться примесью титанистой вулканокластики. Однако она отчетливо проявляется в обстановках *континентального склона* – там, где указанным фактором можно пренебречь. Например, изучение батиальных осадков Бенгальского конуса показало, что значения ТМ нарастали от позднего миоцена до современного периода. Это объясняют возрастанием во времени скорости

придонных гравитационных потоков, перемещавших со склона и шельфа обломочный материал в сторону абиссальной котловины Индийского океана. Причиной такой эволюции был подъем Гималаев – это привело к усилению темпа денудации суши [350].

Прекрасно проявлена закономерность Мигдисова в толщах флишевого типа, например в палеогене северного склона Украинских Карпат. Песчано-алевритовые породы этого флиша обнаруживают в половине приведенных И. М. Афанасьевой составов гипержелезистость и гипертитанистость [10]. Поскольку валовые содержания железа и титана невысокие, то эта картина обязана удалению глинозема путем энергичного отмучивания глинистой взвеси от обломочного материала, содержащего тяжелые Fe-Ti минералы. Похожая картина выявляется и при обработке выборки 68 анализов песчаников мелпалеогенового флиша Внутренних Карпат [11]: из 13 гипертитанистых составов (ТМ > 0.085) 12 оказались палеогеновыми и только один – нижнемеловой. Поскольку среди палеогеновых песчаников здесь доминируют кварцевые разновидности [11, с. 62, 74], то можно думать, что это литогенные образования типа second cycle.

Напротив, *глинистые отложения* флиша в отличие от песчаных должны выделяться экстремально низкими значениями ТМ вследствие обеднения глинистой взвеси титаном при отмучивании ее в турбидном потоке. Действительно, обработка анализов алевролитов и аргиллитов карбонового флиша Гиссаро-Алая [271] выявляет наличие среди них составов с поразительно низкой титанистостью, вплоть до значений ТМ = 0.001(!). Этот признак можно рассматривать как литохимическую «визитную карточку» флиша.

Замечательная по своей контрастности картина обнаруживается при обработке данных Р. А. Мандаляна для двух типов келловейских песчаников Малого Кавказа: кислых граувакк Сомхето-Карабахской антиклинорной зоны и известковых кварцевых песчаников Вайкского антиклинория [166, с. 23, 33]. Первые нормотитанистые, со значениями ТМ 0.057–0.037 и 0.024–0.026, что является отражением их кислого петрофонда. Действительно, согласно описанию Р. А. Мандаляна, граувакки содержат в среднем 22 % плагиоклаза, 12 % наследующего ему эпидота, 39 % обломков кислых эффузивов и 8 % кварца [166, с. 22]. Напротив, известковые песчаники отличаются гипертитанистостью: ТМ – от 0.318 до 0.410! Оказывается, карбонатный цемент кварцевых песчаников не хемогенный. Он представлен *«смесью микрозернистого и тонкодетритового (шламового) материала. В его составе имеются также обломки криноидей, кораллов, пелеципод и оолиты»* [166, с. 32]. Эти признаки достаточно ясно указывают на процесс природного шлихования карбонатно-кварцевого осадка. Поэтому высокие значения ТМ известковых песчаников, скорее всего, обязаны динамической сортировке осадка. Таким образом, два литотипа келловейских песчаников, по-видимому, принадлежат к разным генотипам: first cycle и second cycle.

Почти все субплатформенные фаменско-турнейские кварцевые песчаники и кварциты Малого Кавказа, описанные М. А. Сатианом и др. [230, с. 112–113] отличаются гипертитанистостью: при среднем значении 0.139, ТМ достигает столь необычных значений, как 2.213! Очевидно, как и для описанных выше келловейских песчаников, здесь мы имеем дело с хорошо отсортированным (и, скорее всего, рециклизованным, литогенным) обломочным материалом, из которого глинистая примесь удалена при многочисленных перемывах. Этот процесс максимально проявился в кварцитах – породах, наименее глинистых и наиболее титанистых.

Аномалии ТМ в глауконитовых песках. Итак, закономерность Мигдисова наиболее отчетливо проявляется в кварцевых песчаных породах типа second cycle. Однако из данного правила имеется важное исключение – кварцевые пески с глауконитом. Как указывает В. Н. Шванов, глауконит можно считать сингенетичным только в очень широком смысле – как минерал примерно синхронный формированию песчаного осадка. *«Глауконитовые песчаники чаще всего сложены глауконитом, образованным от перемыва глинистых глауконитсодержащих илов, поскольку именно в глинистых илах при определенном содержании органики и pH, Eh среды образуется этот минерал. Илистый осадок в геологическом смысле может быть почти синхронен формирующемуся песку, он может быть слаболитифицирован, а разрушение его может быть связано с местными конседиментационными размывами. Образовавшиеся при этом зерна глауконита не являются по своей природе обломочными компонентами; не являются они, строго говоря, и аутигенными компонентами содержащего их песка»* [276, с. 123].

Обработка 11 анализов сеноманских кварцевых песков Калужской и Смоленской областей [140, с. 123] показала невысокие значения ТМ: в среднем (по трем кластерам) от 0.022 до 0.038, а по отдельным пробам – до таких низких значений, как 0.012! Дело в том, что при небольших содержаниях TiO_2 на уровне 0.03–0.10 % глауконит делает пески аномально глиноземистыми (до 5 % Al_2O_3 в отдельных пробах), что и ведет к убыванию величины ТМ (и к возрастанию модуля АМ).

Таким образом, аномально низкие значения ТМ в кварцевых песках или их метаморфических аналогах (в сочетании с повышенным АМ) могут служить индикатором присутствия (или былого присутствия) в них глауконита.

Аномалии ТМ в кремневых породах. Если повышенная против нормы глиноземистость приводит к снижению ТМ, то аномально-низкая глиноземистость, наоборот, повысит величину ТМ. Такая картина характерна для некоторых кремневых пород, в которых повышены значения ТМ, НКМ и ЖМ, т. е. всех трех модулей с глиноземом в знаменателе. Это может быть следствием вхождения щелочей в малоглиноземистые силикаты, где место Al^{3+} занимает Fe^{3+} [295, с. 32]. Например, в верхнемеловых яшмах Камчатки [193] значения ТМ превышают 0.060, тогда как в кремнистых аргиллитах

и фтанитах значения ТМ гораздо ниже. Дело в том, что даже при соизмеримых содержаниях TiO_2 яшмы – породы гораздо менее глиноземистые, чем фтаниты и тем более аргиллиты.

Кроме того, ТМ некоторых кремневых пород может быть повышен за счет *биогенного накопления титана*. Такие факты отмечались для спонголитов – биоморфных силицитов, образовавшихся из остатков кремневых губок [295, с. 128; 327]. Например, по анализам Дж. Мартина и Г. Кнаурера (1973 г.) мы рассчитали значения ТМ для кремневого планктона Тихого океана и получили высокие значения ТМ – около 0.120 и 0.140. «*Эти расчеты показывают, что повышенный титановый модуль кремнистых пород может создаваться не только за счет кремневых губок, но отчасти и за счет кремневого фитопланктона*» [306, с. 72].

ТМ тонштейнов как индикатор их генезиса. В угольных пластах очень давно известны каолинитовые прослои – тонштейны (нем. *Tonstein*: глиняный камень). При малой мощности (сантиметры и доли сантиметра) они часто прослеживаются в угольном бассейне на десятки километров, что позволяет использовать их в качестве отличных стратиграфических реперов. Наиболее убедительна версия их вулканогенного генезиса: их трактуют как прослои кислого пепла, претерпевшего каолинизацию в агрессивной среде древних торфяников. Тем не менее нельзя исключить и генетическую связь тонштейнов с каолиновыми корами выветривания. Дело в том, что существование последних не вызывает сомнений – именно такова природа «андерклеев» – каолинитовых прослоев в почвах многих угольных пластов. Например, известный украинский литолог проф. П. В. Зарицкий в отношении тонштейнов Донбасса высказывался амбивалентно: «*Исходный материал тонштейнов – это механически привнесенный в торфяное болото (вероятнее всего, эоловым путем) либо материал кор выветривания, либо вулканический пепел*» [109, с. 186].

Нам представляется, что использование ТМ позволяет решить этот вопрос однозначно. По данным П. В. Зарицкого для Донбасса средние значения ТМ ложатся в узкий интервал 0.010–0.017, характерный только для риолитов [315]. По сведенным нами данным [295, с. 34] разброс индивидуальных значений ТМ в тонштейнах нескольких бассейнов хотя и более широк (0.005–0.050), но все же не перекрывается со значительно более высокими значениями ТМ в каолинитовых глинах кор выветривания (0.050–0.120). Вследствие этого в координатах ТМ–TiO_2 (которые равнозначны координатам TiO_2–Al_2O_3) отчетливо обособляются два поля точек, соответствующих глинам низкотитанистым низкомодульным и высокотитанистым высокомодульным: «*Замечательно, что и среди каолинитовых глин имеется группа низкомодульных. Сюда, в частности, попадают все донецкие тонштейны. Это очень хорошо согласуется только с одной гипотезой их происхождения – как продукта кислотного выщелачивания кислых вулканических пеплов*» [295, с. 35].

ТМ карбонатных пород. После работ А. А. Мигдисова по осадочному чехлу Русской платформы стало ясно, что ТМ карбонатных пород отнюдь не наследуется от ТМ содержащейся в них некарбонатной примеси. Как правило, ТМ карбонатов оказывается существенно выше не только ТМ глин, но нередко выше и ТМ песчаников.

В дальнейшем серьезное внимание исследованию ТМ карбонатных пород было уделено нами при регионально-геохимических исследованиях палеозойских толщ Печорского Урала [295, с. 120–124]. В частности, в детально изученных нашей аспиранткой Т. И. Ивановой карбонатных толщах карбона значения ТМ ложатся в интервал 0.070–0.090. Более высокая титанистость карбонатов подтвердилась и при детальном изучении толщ ордовика. Характерно, что при прочих равных условиях даже в терригенных породах ТМ очень часто оказывается тем выше, *чем больше в них карбонатной примеси* [130]. Изучение литературы убеждает в том, что повышенный ТМ большинства карбонатных пород – это правило, а не исключение. Например, верхнеюрский «органогенный известняк» Гиссара [1] показывает ТМ = 0.098, кембрийский известняковый гравелит Приморья [93] имеет ТМ = 0.148, сидеритовая железная руда Лебединского месторождения КМА [34] – 0.084 и т. д.

Разумеется, одним из факторов повышенного ТМ карбонатных пород может быть закономерность Мигдисова, поскольку очень многие из них (детритовые известняки) – образования мелководные, формировавшиеся при энергичных движениях воды, создававших возможность не только отмучивания глинистой примеси, но даже шлихования тяжелых минералов. Тем не менее существуют карбонатные породы с повышенным ТМ, для которых более вероятны тиховодные обстановки формирования осадка; для них надо искать *другие факторы* повышения ТМ. В свое время (1981 г.) мы предположили [295, с. 124], что таким фактором может быть вхождение части титана в карбонатное вещество.[6] К сожалению, эта идея по сию пору никем не была проверена.

Об использовании ТМ как климатического индикатора. Поскольку в работах А. А. Мигдисова значение ТМ в осадочных толщах показывало довольно отчетливую зависимость от их климатической принадлежности, это позволяет использовать ТМ и в качестве климатического индикатора. В частности, сибирскими литологами, в особенности Е. П. Акульшиной [2], широко практиковалось использование величины Al_2O_3 / TiO_2 (т. е. 1 / ТМ) именно в таком качестве. Якутский геолог В. А. Амузинский изменение величины Al_2O_3 / TiO_2 по разрезу почти семикилометровой толщи

[6] На такую идею наталкивало наличие свободного члена (т.е. некоторого экстраполированного содержания титана в чистом карбонатном веществе) в уравнениях регрессии титана на нерастворимый остаток.

Верхоянского комплекса C_1–P_1 интерпретирует в терминах климата. Следуя методическим рекомендациям Е. П. Акульшиной, он построил график изменения этой величины по разрезу (9 точек, соответствующих свитам) и заключил : «*Породы нижней части разреза... формировались в гумидных условиях* ($Al_2O_3 / TiO_2 < 20$), *а верхней – в переходных от гумидных к аридным* ($30 > Al_2O_3 / TiO_2 > 20$). *Таким образом, на протяжении верхнего палеозоя происходило устойчивое изменение климата от гумидного к гумидно-аридному, что соответственно приводило к понижению интенсивности химического выветривания и повышению роли физического выветривания*» [4, с. 164].

Трудно оспаривать этот довольно тривиальный вывод, достаточно надежно обоснованный другими (в частности, палеонтологическими и литологическими) данными. Однако необходимо заметить, что *такое* использование ТМ (в данном случае обратной ему величины 1 / ТМ) может быть корректным при непременном условии: неизменной титанистости петрофонда в период накопления осадков верхоянского комплекса. Трудно поверить, что средний состав складчатого сооружения (палео-Верхоянье) мог оставаться одинаковым на протяжении ста миллионов лет (такова длительность только одного карбона) ! Поэтому важно подчеркнуть, что различие ТМ гумидных и аридных отложений имеет диагностический смысл (для диагностики климатических обстановок осадконакопления) только при прочих равных условиях. ***Климатический фактор влияет на величину ТМ гораздо слабее, нежели два других мощных фактора: динамические фации и состав петрофонда.***

Иногда закономерность Мигдисова наблюдается и в красноцветных отложениях, однако важно, что *такие красноцветы не аридные, а гумидные.* Мы обработали выборку 20 анализов палеоцен-эоценовых железисто-карбонатных красноцветов, из которых 15 относятся к Зайсанскому прогибу и 5 – к Чуйской впадине Горного Алтая [104, с. 179–180]. Оказалось, что в ряду сформированных на модульных диаграммах кластеров «песчаники и алевролиты → алевриты и алевролиты → глины и алевролиты → глины» величина ТМ монотонно убывает от 0.100 до 0.037. Поскольку в течение всего палеогена петрофонд для этих гумидных образований оставался неизменным (размывались горные поднятия Южного Алтая и Сур-Тарбагатая [104, с. 55]), то такое изменение ТМ следует приписать только фактору динамической сортировки обломочного материала, т. е. закономерности Мигдисова.

Другие примеры высоких значений ТМ в красноцветных отложениях имеют аналогичное объяснение – они также обязаны закономерности Мигдисова. Так, на Рудаевском месторождении охр (полтавская серия нижнего неогена, Воронежская антеклиза), судя по приведенным анализам [13], кварцевые пески, каолинитовые глины и собственно охры отличаются гипертитанистостью (ТМ = = 0.100–0.144). Экстремальные значения ТМ достигают 0.256; ве-

роятно, такие пески формировались в дельтовой фации, рядом с размываемой на суше корой выветривания. В таких обстановках происходит шлихование осадка, что наблюдалось нами, например, в визейских отложениях на Войском месторождении точильного камня (Республика Коми) [316].

Вероятно, приведенные данные можно «обратить» для диагностических целей: ***проявление закономерности Мигдисова в красноцветных толщах служит косвенным указанием на их гумидную (а не аридную) природу.***

Титан-циркониевый модуль как антипод ТМ. Как показали португальские исследователи, в качестве своеобразного антипода титанового модуля может выступать титан-циркониевый модуль TiO_2 / Zr. Дело в том, что величина титан-циркониевого модуля контролируется теми же двумя факторами, что и ТМ: а) составом пород в области сноса, ибо модуль TiO_2 / Zr не изменяется при выветривании; б) динамической сортировкой материала, при которой псаммитовые осадки приобретают минимальные значения модуля, а пелитовые – максимальные. Этот эффект обусловлен разными формами нахождения титана и циркония. Титан присутствует и в акцессорной минеральной форме, и в составе глинистых минералов, тогда как цирконий – почти исключительно в форме акцессорного циркона. Поскольку последний накапливается в псаммитах, то это и снижает величину модуля [332].

Вероятно, титан-циркониевый модуль мог бы использоваться для диагностики изохимических метаморфитов.

---

1. Титановый модуль ТМ – один из самых эффективных инструментов литохимии, позволяющий получать информацию о составе пород в источниках сноса, о динамике среды седиментации и об эпигенетических процессах перераспределения алюминия и титана.

2. Бóльшая титанистость алевролитов, нежели песчаников, может быть диагностическим признаком петрогенных аркозов типа first cycle rock.

3. Вопреки распространенному мнению об унаследовании ТМ в корах выветривания от их субстрата на ряде примеров показано, что в нормальном латеритном процессе существует стойкая тенденция понижения ТМ по мере бокситизации субстрата.

4. Подтверждены прежние данные о незакономерных колебаниях ТМ при наложении на колонку коры выветривания эпигенетических процессов. Эти колебания обусловлены вариациями интенсивности выноса алюминия и титана. При этом в процессах формирования железистых продуктов выветривания (в том числе и Fe-гидролизатов) титан следует за железом, вследствие чего ТМ увеличивается.

5. В докембрийских корах выветривания, формировавшихся в восстановительных средах, ТМ, скорее всего, имел тенденцию

убывания в зрелых горизонтах КВ – в связи с восстановлением и выносом титана в форме Ti^{3+} на фоне относительной стабильности (или менее слабого выноса) алюминия.

6. Для литогенных обломочных пород характерна *закономерность Мигдисова* – увеличение ТМ вследствие природного шлихования, т. е. сепарации глиноземистой глинистой фракции от титансодержащих акцессорных минералов. Закономерность Мигдисова – одна из самых надежных эмпирических закономерностей литохимии.

7. Для глауконитовых песков, даже если они имеют монокварцевый состав, характерны пониженные значения ТМ, а не повышенные вследствие реализации закономерности Мигдисова. Причина этой аномалии – аномально-высокая глиноземистость таких песков. Это может быть полезным признаком при диагностике метаморфитов-метапсаммитов.

8. Для глубоководных кремневых пород (яшмы, фтаниты) характерны повышенные значения ТМ, обязанные двум факторам: а) присутствию титанистой пирокластики, б) биогенному накоплению титана кремневыми организмами (губками и радиоляриями).

9. Низкие величины ТМ угольных каолинитовых тонштейнов являются самым надежным указанием на их пирогенную природу, т. е. на то, что эти породы являются продуктом болотного выветривания кислого вулканического пепла.

10. Для большинства карбонатных пород характерны повышенные значения ТМ. Но если для детритовых (мелководных) карбонатов это можно объяснить в терминах закономерности Мигдисова, то для других такое объяснение не годится и получает право на существование идея о возможном присутствии части титана в карбонатной фазе.

11. Использование ТМ в качестве климатического индикатора требует осторожности, поскольку сопряжено с необходимостью учета других, более мощных факторов, влияющих на величину ТМ.

12. Использование величины титан-циркониевого модуля может быть полезным дополнением и средством независимого контроля выводов, получаемых с помощью ТМ.

3.6. Железный модуль (ЖМ)

Железный модуль выражает соотношение между железистыми и глиноземистыми продуктами гидролиза. Но если для пород-гидролизатов величина ЖМ имеет служебное значение (задает генетически близкие классы), то для сиаллитов она гораздо существеннее, так как среди нормальных осадочных пород умеренной гидролизатности высокожелезистых пород не встречается. Следовательно, если порода имеет ГМ в пределах 0.30–0.55, но при этом показывает аномально высокую величину ЖМ, то это означает, что мы имеем дело либо с пирогенной осадочной породой, либо просто с вулка-

Таблица 17а

Градации хемотипов по модулю ЖМ

Хемотип	Гипо-	Нормо-	Супер-	Гипер-
Силиты и псевдосилиты	< 0.20	0.20—0.70	0.71—1.00	> 1.00
Сиаллиты и псевдосиаллиты	< 0.30	0.30—0.55	0.56—0.70	0.70—0.75
Сиферлиты и псевдосиферлиты		0.75—1.75	1.76—3.50	> 3.50
Гидролизаты и псевдогидролизаты	< 0.30	0.30—1.00	1.01—2.00	> 2.00
Алкалиты	< 0.10	0.10—0.40	0.41—0.50	> 0.50
Карбонатолиты	< 0.20	0.20—3.00	3.01—7.00	> 7.00
Фосфатолиты	< 0.20	0.20—2.00	2.01—3.00	> 3.00

нитом. Поэтому значение железного модуля ЖМ = $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3) > 0.75$ было нами принято для разделения сиаллитов и сиферлитов [302]. Вполне возможно, что эта граница, ориентированная на среднее значение ЖМ для основных эффузивов континентов, в действительности завышена. Может быть, опыт покажет, что ее целесообразнее опустить до 0.70 или даже до 0.60. Пока что мы оставляем ее в силе, используя градации хемотипов по железистости (табл. 17а). Более высокая (относительно сиаллитового стандарта) железистость сиферлитов задана по определению; понятен и повышенный ЖМ гидролизатов, поскольку среди них много Fe-гидролизатов. Повышенный ЖМ карбонатолитов и фосфатолитов может объясняться примесью карбонатного или сульфидного железа, а пониженный ЖМ алкалитов – их глиноземистостью. Нетривиальным результатом можно считать установление повышенной железистости силитов.

Частотное распределение величины ЖМ в сиаллитах и силитах аналогично таковому для ТМ: в сиаллитах оно близко к нормальному (см гл. 5, рис. 48), а в силитах похоже на логнормальное (рис. 11).

Большой интерес представляет величина ЖМ песчаных пород, где она отчасти зависит и от *диагенетических процессов*. Как отмечает Миддлтон, в песчаниках содержания Fe_2O_3 и FeO зависят самое меньшее от четырех факторов: 1) присутствия терригенных железосодержащих минералов, 2) присутствия терригенных обломков железосодержащих пород как осадочных (особенно яшм), так и изверженных, и метаморфических (особенно основных эффузивов); 3) присутствия аутигенных окислов, сульфидов и карбонатов железа; 4) присутствия глауконита [343, p. 1014].[7]

[7] Их даже пять, так как наличие обломков яшм Миддлтон выделяет в отдельный фактор.

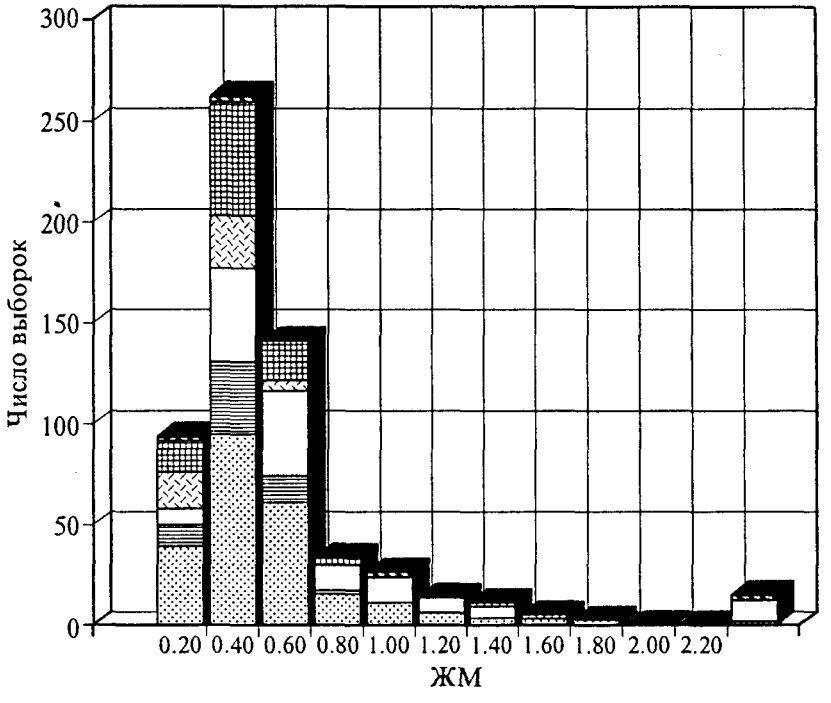


Рис. 11. Частотное распределение величины ЖМ в силитах (630 выборок, 11 735 анализов).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Первые два фактора относятся к петро- и литогенным, а последние два – к аквагенным. Поэтому, как и по ТМ, кварцевые глауконитовые песчаники оказываются аномальными по ЖМ. Например, упомянутые выше сеноманские кварцевые пески Европейской России [140, с. 23] в 7 анализах из 11 показали ЖМ более 0.65, а в отдельных пробах, наиболее богатых глауконитом, – до 1.05.

В табл. 18 сведены значения ЖМ, рассчитанные для средних составов осадочных горных пород континентов, оцененных А. Б. Роновым и др. [229].

Таблица 18

Средние значения ЖМ в стратисфере.

Породы	Рифей + венд			Палеозой			Мезозой + кайнозой		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Песчаные	0.45	0.39	0.28	0.37	0.36	0.38	0.36	0.34	0.40
Глинистые	0.32	0.41	—	0.33	0.37	0.49	0.23	0.38	0.38

Ниже приведены значения ЖМ для осадков I сейсмического слоя океанов и в стратисфере:

Осадки	ЖМ
Песчано-алевритовые	0.45
Глинистые	0.45
Карбонатно-глинистые	0.51
Карбонатные	0.70
Кремнистые	0.59
Вулканомиктовые	0.52
Стратисфера (без эффузивов)	
Континентальный блок	0.38
Океанический блок	0.48
Стратисфера в целом	0.38

Таким образом, все терригенные осадочные породы, за исключением мезокайнозойских платформенных глин, в среднем оказываются по стандарту сиаллитов норможелезистыми, кремнистые осадки океана – супержелезистыми, а карбонатные – гипержелезистыми. Поскольку гипожелезистые платформенные глины отличаются повышенным ГМ и пониженным НКМ, можно думать, что это породы с каолинитом, образованные преимущественно по кислому маложелезистому субстрату. Гипержелезистость карбонатов, вероятно, можно отнести на счет фазы $FeCO_3$, а супержелезистость кремневых осадков может объясняться примесью базитовой пирокластики. Такая примесь может иметь и эксгалятивную природу (железистые гели-коагуляты), как это было показано для кремневой толщи D_3 на Пай-Хое [297].

Данные о составе метапелитоидов, сведенные А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым в 1970 г., по мнению А. А. Беуса, указывают на то, что в катархее железистость сланцев была «андезитовой», а не «базальтовой», но на рубеже карелий / рифей содержания в них Fe достигли максимума. На этом основании А. А. Беус приходит к выводу о *«существенном увеличении количества основных вулканических пород на поверхности континентов в раннепротерозойское время по сравнению с ранним археем, когда роль эффузивов андезитового состава, по всей вероятности, была преобладающей»* [18, с. 296]. Однако этот вывод не подтверждается, если использовать не абсолютные содержания железа, а ЖМ. Рассчитанная нами по цифрам А. Б. Ронова и коллег [228] величина ЖМ в «сланцах» континентов к началу карелия заметно убывает, а далее стабилизируется: 0.53 (катархей) → 0.46 (верхний архей) → 0.42 (карелий) → 0.41 (рифей).

Несмотря на важное значение модуля ЖМ для классификационных целей (отделение сиаллитов от сиферлитов), он чаще всего используется не самостоятельно, а в паре с другими модулями – обычно с ТМ, ФМ или НКМ. Однако бывают ситуации, когда

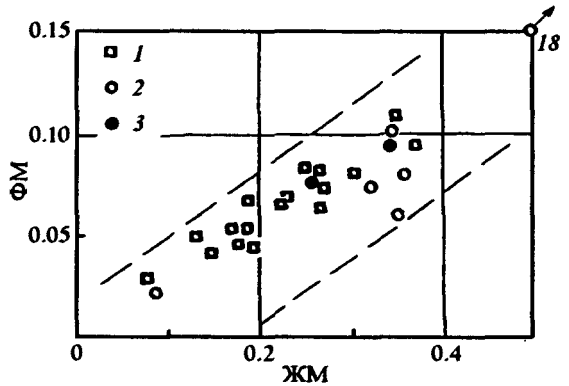


Рис. 12. Позитивная корреляция ЖМ–ФМ для палеогеновых аркозов Южной Калифорнии. Составлено по данным П. Ван де Кампа и др., 1976 г. [356, p. 199].
1 – собственно аркозы, 2 – алевролиты, 3 – гравелиты.

дисперсии других модулей малы, а дисперсия свойственна только величине ЖМ. Например, нижнеюрские глины граувакково-сланцевой формации Армении состоят, по данным И. Х. Петросова, из гидрослюды политипа $2M_1$, близкого к мусковиту, а в обломочной фракции кроме кварца (до 50–60 %) отмечается вулканическое стекло (до 40 %), обломки эффузивных и осадочных пород (до 10 %), интенсивно измененных полевых шпатов (до 5 %) [205, с. 63–64]. На фоне относительного постоянства валового состава этих глин почти единственным изменчивым параметром оказывается ЖМ, чутко отражающий примесь хлорита, развивающегося по вулканическому стеклу и обломкам вулканических пород. Если же повышенная величина ЖМ сочетается с увеличенной щелочностью (НКМ), то это прямо отражает вклад вулканогенного вещества (темноцветных, стекла и полевых шпатов).

Позитивная корреляция величины ЖМ с ТМ и / или с ФМ свойственна петрогенным отложениям, поскольку такая корреляция отражает «эндогенную» связь в триаде Fe–Ti–Mg. Например, для силурийских метабентонитов Ирландии [324] весьма характерны минимальные значения ЖМ и ТМ – этим они резко отличаются от вмещающих сланцев-турбидитов. Составы палеогеновых аркозов Южной Калифорнии [356] при нанесении на модульную диаграмму ЖМ–ФМ (рис. 12) обнаруживают единую полосу позитивной корреляции, в которую попадают собственно аркозы, алевролиты и гравелиты. Такая корреляция среди прочего служит доказательством принадлежности данных пород к типу first cycle. Возможно, что эта особенность должна помочь отличить парагнейсы (породы апоаркозовые) от ортогнейсов (породы апогранитоидные).

Иногда направленное изменение величины ЖМ может служить показателем процессов эпигенеза. Так, при сравнении составов исходных пермских красноцветов с их оглеенными разновидностя-

ми [25] можно видеть заметное снижение величины ЖМ: в среднем от 0.50–0.30 до 0.30–0.20. Такая картина объясняется восстановлением и выносом части железа в процессе оглеения – на фоне относительной неподвижности алюминия.

3.7. Другие модули

В начале наших литохимических исследований [295, с. 33] предусматривалось использование *плагиоклазового модуля* ПМ = = $(CaO + Na_2O) / K_2O$, идея которого была взята у Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [68]. Возможно, в каких-то специальных случаях использование этого модуля оправдано, например он применялся Г. В. Ивенсен, изучавшей мощную терригенную толщу Приверхоянья [114]. Как отмечал В. Н. Шванов, *«только при размыве основных и средних эффузивов могут сформироваться специфические основные аркозы и туфы* (? – Я. Ю.), *сложенные почти целиком обломками плагиоклазов»* [276, с. 139]. Очевидно, что такие породы должны показать аномальное значение модуля ПМ, что помогло бы отличить их от прочих сиаллитов.

Однако в большинстве ситуаций использование ПМ имеет серьезные ограничения. Дело в том, что для правильного вычисления собственно плагиоклазового $CaO_{пл}$ нужно учесть CaO не только в составе карбонатов и апатита, но и в составе сульфата, что является рядовым случаем для аридных образований. Более того, в основных граувакках CaO может входить и в темноцветные силикаты: эпидот, амфиболы и пироксены [276, с. 146]. Все это означает, что вычисленная без поправок величина плагиоклазового модуля ПМ будет иметь стойкую тенденцию к завышению вследствие включения в CaO неплагиоклазовых компонентов. Внесение же многочисленных поправок не имеет смысла, ибо превращает простую процедуру модульной классификации-диагностики в подобие нормативного пересчета. В итоге оказывается, что ПМ не имеет никаких преимуществ перед ЩМ (или обратной ему величиной 1 / ЩМ = = $K_2O : Na_2O$, используемой во многих работах).

Трудности с использованием содержания CaO в диагностических целях имеют фундаментальную природу. Дело в том, что такие ведущие носители CaO, как карбонаты, сульфаты и фосфаты, – это *аквагенные* образования. Между тем идея использования модулей в том и состоит, чтобы свести к минимуму влияние гетерогенности осадочной породы на ее диагностику. Например, когда мы вычисляем величину НКМ для карбонатной породы, то количество карбонатного вещества не имеет значения, поскольку ни щелочи, ни алюминий в него, как правило, не входят.

Помимо плагиоклазового мы пытались использовать и *закисный модуль* ЗМ = FeO / Fe_2O_3 . Эта величина (или обратная ей, или с нормировкой по сумме $FeO + Fe_2O_3$), как известно, широко применяется в петрологии. Например, интрузивные породы, как правило,

имеют ЗМ выше, чем эффузивные, что отражает существенно разную фугитивность кислорода (fO_2) при формировании тех и других. Однако очень скоро выяснилось, что величина ЗМ обладает слишком большой дисперсией без каких-либо четких закономерностей: на нее в сильнейшей степени влияют процессы диагенеза и метаморфизма, ведущие к восстановлению железа (и реже – к его окислению). Например, как уже отмечалось выше, при наличии достаточного количества $C_{орг}$ все исходное трехвалентное железо может восстановиться до двухвалентного [300, с. 16] с соответствующим ростом ЖМ «до бесконечности».

Нам известен только один пример успешного применения ЗМ в литохимии – это работа Э. З. Гареева по геохимии южноуральского стратотипа рифея [63]. Только при очень большом усреднении данных выявилась довольно четкая закономерность – скачкообразное убывание ЖМ на рубеже позднего рифея и венда, что было увязано автором с увеличением содержания в атмосфере свободного кислорода.

ГЛАВА 4

ОБРАБОТКА ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

4.1. Модульные диаграммы

Состав горной породы может быть изображен точкой, нанесенной на график в координатах любой пары петрохимических модулей. Такие графики называются *модульными диаграммами* [206]. Чаще всего нами использовались модульные диаграммы вида НКМ–ГМ, (Na_2O + K_2O)–ГМ, ГМ–ТМ, ТМ–ЖМ, ЖМ–НКМ и реже некоторые другие. Эти диаграммы неравноценны: наиболее информативны три первые (так как модуль ГМ и щелочность несут основную классификационную нагрузку), а другие используются для дополнительной характеристики пород. Поскольку модульные диаграммы НКМ–ГМ и (Na_2O + K_2O)–ГМ применяются значительно чаще других, будем именовать их *базовыми*, или главными.

Все же ни одна модульная диаграмма не является универсальной, т. е. пригодной для любой совокупности анализов. Например, для аквагенных кремневых пород-силитов удобнее использовать диаграмму (Na_2O + K_2O)–ГМ вместо НКМ–ГМ, а также ГМ–ТМ. Кроме того, для геосинклинальных силицитов очень характерны экстремально высокие значения ТМ и ЖМ, обязанные дефициту глинозема. Сильная дисперсия этих модулей при небольшой дисперсии ГМ часто заставляет воспользоваться для кластеризации модульной диаграммой ТМ–ЖМ. Для пирогенных и некоторых петрогенных пород бывает предпочтительнее вместо ГМ использовать алюмо-

кремниевый модуль (АМ) для кислых и фемический модуль (ФМ) – для основных пород.

На начальном этапе литохимических исследований расчеты модулей и нанесение точек на модульные диаграммы выполнялись вручную, а в дальнейшем – на компьютере по следующему алгоритму.

1. Аналитические данные вводятся в специально заготовленную матрицу процессора электронных таблиц QUATTRO PRO (или EXEL), где вычисляются значения петрохимических модулей, сумма щелочей и сумма всех компонентов анализа. Последняя служит контролем правильности технической процедуры:«подозрительная» величина суммы позволяет быстро обнаружить ошибку ввода данных.

2. По значениям ГМ и других компонентов (CO_2, $Na_2O + K_2O$, P_2O_5, SO_3 и т. д.) производится классификация образцов. Таким образом, все исходные литотипы получают второе, литохимическое, название – *аттестуются*. Например, «глинистый сланец» аттестуется как «щелочной гипогидролизат», полевошпат-кварцевый песчаник – как «нормосилит» и т. д.

3. На компьютере строятся модульные диаграммы, где исходные литотипы обозначаются условным знаком.

4. Из всего набора модульных диаграмм выбирается такая, которая лучше других удовлетворяет двум условиям: а) минимальному смешению литотипов; б) максимальному разрешению, т. е. дифференциации совокупности точек на отдельные подмножества-кластеры. В пределах каждого кластера составы горных пород (в данных координатах!) должны быть ближе друг к другу, нежели к любому составу из любого другого кластера.

Чаще других применяются базовые диаграммы НКМ–ГМ и ($Na_2O + K_2O$)–ГМ, реже – ГМ–ТМ, ТМ–ЖМ и еще реже – другие. Например, удачным оказался выбор диаграммы ($Na_2O + K_2O$)–ФМ для разграничения метааркозов от метариолитов в древних метаморфических толщах Приполярного Урала [315].

В общем, можно рекомендовать универсальную четырехлучевую диаграмму, в которой верхняя половина (с ГМ) больше подходит для литогенных и аквагенных, а нижняя (с ФМ) для пирогенных и петрогенных пород. Правые квадранты (со щелочами) базовые, левые – дополнительные (рис. 13).

После этого для близких составов, образующих кластеры, на компьютере проводится усреднение. Средний состав кластера – это не что иное, как состав определенной разновидности горных пород (*хемотип*).

В статистическом смысле разница между средними по кластерам и отдельными составами, не попавшими в контур кластеров (или исключенными из них по дополнительным параметрам – например, по содержанию CO_2), заключается только в том, что для первых мы знаем природную дисперсию (на графике она наглядно отражается в размерах кластеров), а для вторых – не знаем. Здесь исследователя подстерегает характерная «проблема Кларка-Вашингтона», т. е. проблема *представительности* совокупности анализов [252, с. 139–140]. Заранее неизвестно, являются ли индивидуальные составы более редкими горными породами или же это случайная особенность выборки – ее разная представительность по отношению к природной совокупности литотипов?

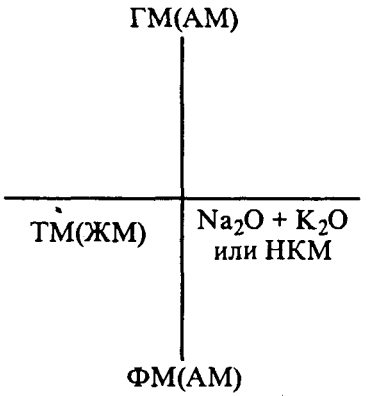


Рис. 13. Универсальная четырехлучевая диаграмма (в скобках – модули, применяемые реже) [301].

Нередко исходные данные уже представляли собой *средние величины*. Понятно, что кластеризация *таких* данных приводит к получению на графиках весьма компактных кластеров – ведь природная дисперсия составов уже в значительной степени редуцирована при первом усреднении анализов.

В итоге всякая исходная совокупность аналитических данных распадется на две части: а) кластеры, т. е. средние составы, вычисленные как минимум по двум анализам; б) индивидуальные составы, не попавшие в кластеры либо вследствие отскока (большой дисперсии) своих параметров, либо исключения из кластеров по другим признакам, например по аномально высокой (для данного кластера) карбонатности.

Таким образом, описанная процедура сочетает в себе формальные операции с неформальными (экспертными). К последним относятся формирование кластеров (группы сближенных точек просто обводятся контуром на графике) и решение об изъятии того или иного результата анализа из кластера, даже если он формально туда попадает.

Покажем применение модульных диаграмм на ряде примеров.

4.2. Выбор подходящей диаграммы

Дисперсия модулей сама подсказывает, какую диаграмму удобнее использовать для кластеризации. Очевидно, что если значения модулей варьируют слабо, то совокупность анализов не удастся разделить на отдельные подмножества-кластеры. Однако если дисперсия модулей чересчур велика, то кластеризация также становится сомнительной процедурой.

Например, на рис. 14 показаны составы шести образцов метапесчаников среднерифейской кувашской свиты Южного Урала [202]. Главная особенность диаграмм – мощные дисперсии модулей. На графике ГМ–НКМ можно в лучшем случае выделить один кластер (штриховой контур), но и эта процедура сомнительна, так как попадающие в него составы все же сильно различаются по ЖМ, ТМ, общей щелочности и ЩМ. Причина этих дисперсий – разнородность выборки, составленной из образцов разных районов. Вероятно, эта разнородность относится как к источникам сноса терригенного материала, так и к фациальным обстановкам седиментации.

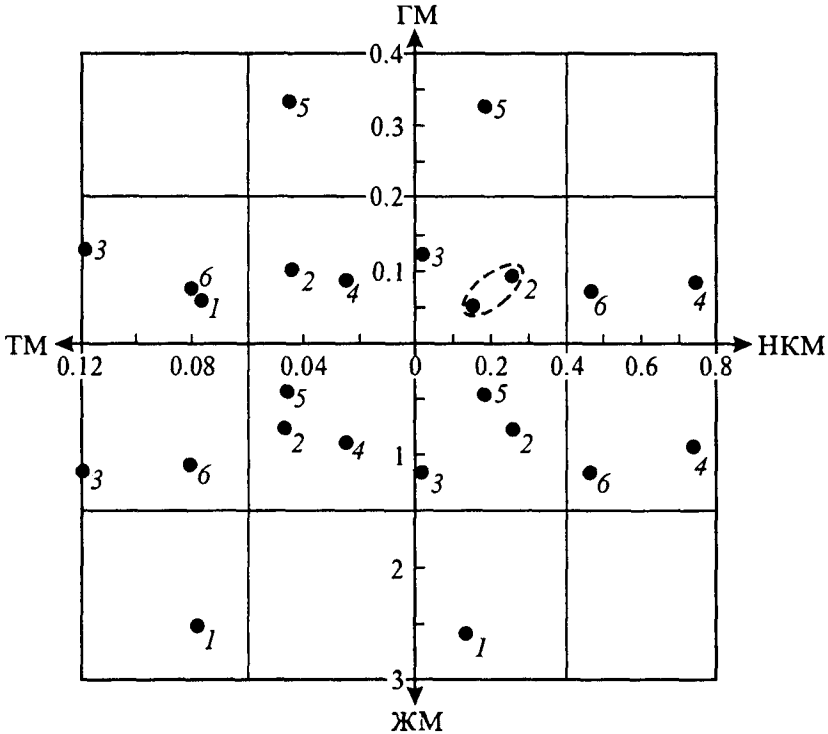


Рис. 14. Модульные диаграммы для метапесчаных пород среднерифейской кувашской свиты Южного Урала. Составлено по данным В. П. Парначева и др. [202, с. 76].

При прочих равных условиях желательно использовать такую диаграмму, где значения параметров скоррелированы, образуя полосы тренда – позитивной или негативной корреляции. Расположение точек в таких полосах обычно указывает на принадлежность горных пород к одной совокупности – той, что в петрологии издавна именуется «серией». Напротив, выпадение отдельных точек или целых кластеров из полосы тренда обычно подсказывает, что мы имеем дело со смешанной совокупностью.

В табл. 19 и на рис. 15 даны составы 26 иотнийских (средний рифей) алевролитов и песчаников терской серии (Кольский полуостров) [245, с. 96]. В данном случае граница между алевролитами и песчаниками точно отвечает значению ГМ = 0.30, что подтверждает тяготение алевролитов к глинистым, а не к песчаным породам. Таким образом, все аркозовые алевролиты аттестуются как *сиаллиты*, а песчаники – как *силиты*. На модульной диаграмме НКМ–ГМ наблюдается негативная корреляция: чем ниже глинистость обломочных пород (т. е. выше отношение «полевые шпаты/слюды»), тем эти породы кислее.

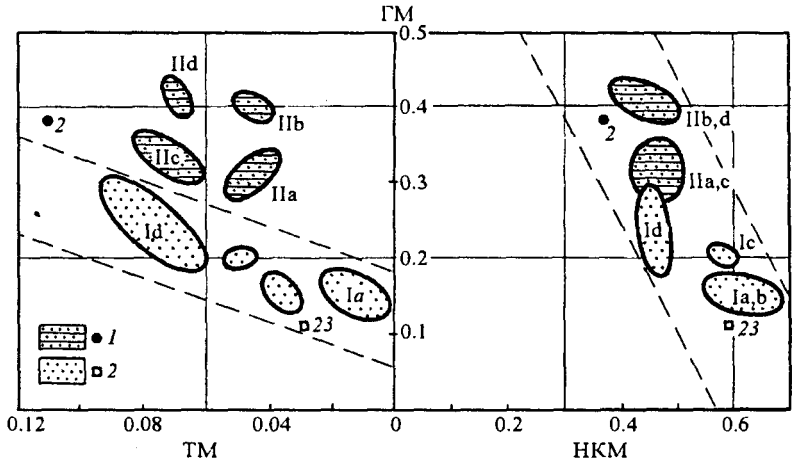


Рис. 15. Модульные диаграммы для красноцветных алевролитов (*1*) и песчаников (*2*) терской серии среднего рифея Кольского полуострова. Составлено по данным А. В. Сочавы [245, с. 96].

Аналогичная картина наблюдается и в верхнемеловых красноцветах Монголии, где глинистые породы несут заметную обломочную примесь аркозового состава [245, с. 101].

Заметим, что терские «песчаники» *кластера Id* имеют«алевролитовые» значения НКМ. Все три анализа представляют«пачку IV» разреза терской серии и, по-видимому, суть карбонатные алевролиты. Весьма любопытно, что на диаграмме НКМ–ГМ породы образуют единое корреляционное поле, тогда как на диаграмме ГМ–ТМ корреляция (и притом позитивная!) наблюдается только для песчаников, тогда как ГМ алевролитов никак не коррелируется с их титанистостью. Отметим еще две особенности этих красноцветных аркозов (табл. 19).

1. Высокая общая щелочность: среди алевролитов щелочные все ($Na_2O + K_2O$ = = 5.8–6.8 %, есть даже один алкалит), а среди песчаников – 12 щелочных из 14. По нормированной щелочности 25 составов из 26 оказываются супер- и гиперщелочными (НКМ = 0.40–0.67). Такая картина объясняется обилием полевых шпатов.

2. Титанистость алевролитов не только не ниже, но в целом даже заметно выше, чем титанистость песчаников, как в абсолютном (TiO_2), так и в относительном (ТМ) выражении. В некоторых песчаниках, которые можно назвать кварцевыми (SiO_2 > 80 %), ТМ даже ниже 0.010. Видимо, в исходном кислом субстрате (гранитоиды или гнейсы) преобладающая размерность Ti-содержащих минералов была именно алевритовая, а не песчаная (акцессорные минералы), а динамическая сортировка обломочного материала была слабой.

В табл. 20 и на рис. 16 обработано 22 анализа рифейских черных сланцев удерейской свиты Енисейского кряжа (кластер III) и залегающих в них конкреций: кремнистых (кластеры Ia,b и II, обр. 7, 10, 12), сульфидных и кремнисто-сидеритовых (кластер IV и обр. 16, 18) [92, с. 71]. Характерно, что кремнистые конкреции попадают в одно корреляционное поле с вмещающими сланцами, тогда как сульфидные и кремнисто-сидеритовые находятся далеко за пределами полосы корреляции. Это можно трактовать как свидетельство наложенного сульфидного процесса, не связанного с

Таблица 19

Химический состав красноцветных алевролитов и песчаников терской серии среднего рифея Кольского полуострова. Составлено по данным А.В.Сочавы, 1979 г. [245, с. 96]

Окислы	Ia	Ib	Ic	Id	IIa	IIb	IIc	IId	2	23
	Песчаники				Алевролиты				Алевролит (щелочной нормосиаллит)	Песчаник (нормосилит)
	Щелочной нормосилит			Щелочной миосилит	Щелочной гипосиаллит	Щелочной нормосиаллит	Щелочной гипосиаллит	Щелочной нормосиаллит		
n	3	5	2	3	3	2	4	2	,	
SiO_2	79.75	80.09	75.63	71.66	64.33	61.19	64.87	61.03	62.42	85.38
TiO_2	0.12	0.35	0.54	0.86	0.64	0.76	0.97	1.09	1.64	0.20
Al_2O_3	10.55	9.39	10.61	11.49	13.75	16.57	13.71	15.57	14.79	6.73
Fe_2O_3	1.15	1.84	3.27	3.92	3.82	5.78	4.93	7.04	5.86	1.49
FeO	0.24	0.42	0.69	0.81	1.66	1.09	1.52	1.19	1.60	1.06
MnO	0.02	0.03	0.05	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.02
MgO	0.22	0.53	1.12	1.18	1.55	1.74	2.32	2.67	2.26	0.15
CaO	0.44	0.61	0.67	2.74	3.44	1.87	1.64	1.17	2.55	0.23
Na_2O	4.29	3.42	3.17	2.60	2.57	2.17	2.69	1.96	2.00	1.91
K_2O	2.10	2.50	3.02	2.62	3.72	5.26	3.69	4.59	3.48	2.08
P_2O_5	0.04	0.10	0.17	0.15	0.17	0.15	0.25	0.22	0.25	0.02
CO_2	—	0.40	0.65	1.51	1.91	0.03	0.13	0.61	0.78	—
SO_3	—	0.18	0.09	0.01	—	—	0.12	0.07	—	—
П. п. п.	0.83	0.62	0.50	0.86	2.76	3.64	2.18	2.83	2.22	0.76
Сумма	99.75	100.47	100.14	100.50	100.39	100.32	100.09	100.09	99.92	100.03
ГМ	0.15	0.15	0.20	0.24	0.31	0.40	0.33	0.41	0.38	0.11
ФМ	0.02	0.03	0.07	0.08	0.11	0.14	0.14	0.18	0.16	0.03
АМ	0.13	0.12	0.14	0.16	0.21	0.27	0.21	0.26	0.24	0.08
ТМ	0.011	0.037	0.050	0.075	0.047	0.046	0.070	0.070	0.111	0.030
ЖМ	0.13	0.24	0.36	0.39	0.39	0.40	0.45	0.50	0.46	0.37
НКМ	0.61	0.63	0.58	0.45	0.46	0.45	0.47	0.42	0.37	0.59
ЩМ	2.00	1.40	1.00	1.00	0.70	0.40	0.70	0.40	0.60	0.90

Таблица 20

Химический состав черных сланцев и конкреций удерейской свиты рифея, Енисейский кряж. Составлено по данным В. М. Даценко, 1983 г. [92, с. 71]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	IV	III	7	10	12	13	16	18
	Кремнистые конкреции				Черные сланцы	Кремнистые конкреции				Сульфидные и кремнисто-сидеритовые конкреции	
	Нормосилит		Миосилит	Карбонатный псевдогидролизат	Нормосиаллит	Миосилит	Щелочной нормосиаллит	Миосилит	Нормосиаллит	Сернистый сиферлит	Сернистый супергидролизат
n	5	2	3	2	4						
SiO_2	84.70	85.21	76.01	39.77	58.32	78.37	60.52	64.89	82.00	59.90	19.22
TiO_2	0.37	0.53	0.42	0.49	1.02	0.29	1.01	0.42	0.70	0.24	0.34
Al_2O_3	6.09	5.25	9.29	11.20	18.21	4.45	22.10	7.79	7.40	4.70	6.05
Fe_2O_3	3.03	2.63	3.75	19.22	6.69	3.63	3.26	7.40	4.00	1.38	2.57
FeO	1.45	2.93	2.48	3.68	0.72	8.37	0.27	0.10	1.32	18.51	40.45
MnO	0.02	0.02	0.09	0.98	0.07	0.04	0.04	0.17	0.02	0.02	0.02
MgO	0.45	0.24	0.88	3.52	1.53	0.27	0.83	2.21	0.47	0.11	0.38
CaO	0.36	0.30	0.95	1.37	0.41	0.30	0.30	4.48	0.40	0.30	1.07
Na_2O	0.24	0.23	0.70	0.69	0.50	0.25	1.05	0.42	0.84	0.10	0.18
K_2O	0.92	1.05	1.29	1.79	3.50	0.74	4.65	2.50	1.24	0.90	0.89

Таблица 20 (*продолжение*)

Окислы и модули	Ia	Ib	II	IV	III	7	10	12	13	16	18
	Кремнистые конкреции				Черные сланцы	Кремнистые конкреции				Сульфидные и кремнисто-сидеритовые конкреции	
	Нормосилит		Миосилит	Карбонатный псевдогидролизат	Нормосиаллит	Миосилит	Щелочной нормосиаллит	Миосилит	Нормосиаллит	Сернистый сиферлит	Сернистый супергидролизат
P_2O_5	0.16	0.05	0.10	0.90	0.17	0.12	0.05	0.09	0.15	0.69	1.78
П.п.п.	1.70	1.40	3.41	16.83	8.05	2.84	5.98	9.05	1.66	11.59	23.84
Сумма	99.50	99.82	99.37	100.41	99.19	99.67	100.06	99.52	100.20	98.44	96.79
CO_2	0.11	0.20	1.05	10.00	2.32	0.32		6.36	0.16	0.10	1.11
S	0.14	0.05	0.05	0.08	0.26	0.05	0.05	0.21	0.05	13.23	34.64
ГМ	0.13	0.13	0.22	0.90	0.46	0.21	0.44	0.24	0.16	0.41	2.57
ФМ	0.06	0.07	0.10	0.66	0.15	0.16	0.07	0.15	0.07	0.33	2.26
АМ	0.07	0.06	0.12	0.28	0.31	0.06	0.37	0.12	0.09	0.08	0.31
ТМ	0.062	0.100	0.044	0.043	0.056	0.065	0.046	0.054	0.095	0.051	0.056
ЖМ	0.68	0.98	0.63	2.06	0.39	2.54	0.15	0.93	0.66	4.03	6.74
НКМ	0.19	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22	0.26	0.37	0.28	0.21	0.18
ЩМ	0.30	0.20	0.70	0.40	0.10	0.30	0.20	0.20	0.70	0.10	0.20

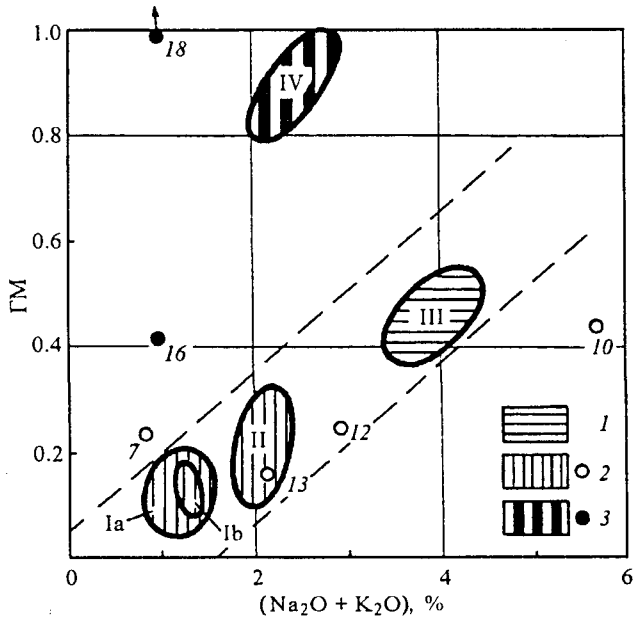


Рис. 16. Модульная диаграмма для черных сланцев и конкреций удерейской свиты. Составлено по данным В. М. Даценко и др. [92, с. 71].

1 – глинистые сланцы; *2, 3* – конкреции кремнистые (*2*), сульфидные и кремнисто-сидеритовые (*3*).

самими сланцами. Заметим также, что обр. 10 (щелочной нормосиаллит) никак не может быть «кремнистой конкрецией», как указано в первоисточнике.

4.3. Базовые диаграммы $(Na_2O + K_2O)$–ГМ и НКМ–ГМ

Мы располагаем сотнями выборок, которые подверглись кластеризации на базовых модульных диаграммах. Множество таких диаграмм приводилось в наших региональных работах [98, 111, 297, 304], десятки других будут приведены в последующих главах этой книги. Поэтому здесь ограничимся только примером кластеризации *сложной совокупности*: разновозрастных кор выветривания Украины [233]. Несмотря на то что на рис. 17 и в табл. 21 объединены породы из разных зон профиля КВ (от самой зрелой зоны III до наименее зрелой зоны I), они образуют четкие субстратно-возрастные кластеры.

Серия кластеров Ia–Id отвечает карелидам Кривого Рога и включает в себя амфиболиты (Id), развитую на них кору выветривания (Ib, c) и перекрывающие их аркозовые песчаники скелеватской свиты (Ia). Амфиболиты аттестуются как *псев-*

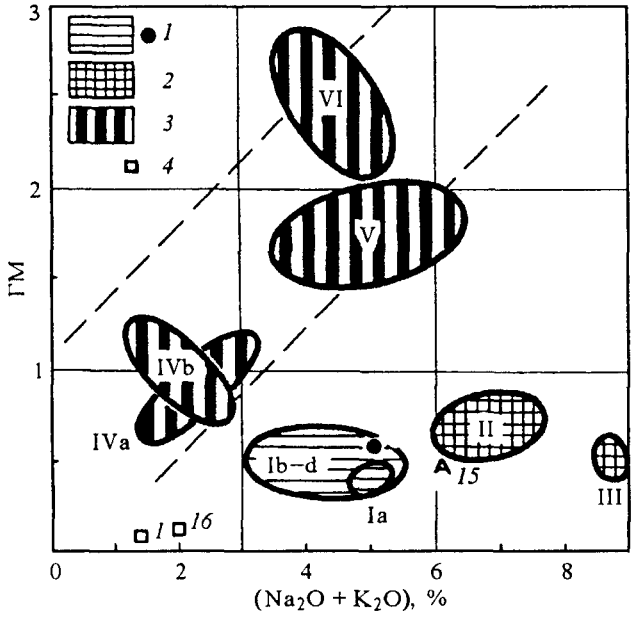


Рис. 17. Модульная диаграмма для разновозрастных кор выветривания Украины по разным субстратам. Составлено по данным А. Д. Савко и А. Д. Додатко [233, с. 26–29, 102–103].

1–3 – коры выветривания по амфиболитам (*1*), порфиритам (*2*) и туфам (*3*); *4* – песчаники, *A* – амфиболиты.

досиферлиты (Id), КВ I–II зон как *псевдосиаллиты* (Ib), а КВ II–III зон – как *сиферлиты* (Ic). Замечательно, что нижние слои скелеватских песчаников по составу еще очень близки к образованиям КВ и только выше по разрезу обогащаются кварцем (*обр. 1* вне кластеров).

Кластеры II и III отвечают древней КВ по порфиритам среднерифейской збраньковской свиты Овручского кряжа, которые перекрываются песчаниками толкачевской свиты среднего рифея (обр. 16). Все эти образования входят в состав овручской серии. Образования коры выветривания отвечают II–III зонам профиля, имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав и аттестуются как *супертитанистые щелочные гипогидролизаты* (кластер II) и как *алкалиты* (III). Очевидно, что последние отвечают существенно гидрослюдистой зоне коры выветривания.

Серия кластеров IV–VI отвечает КВ по туфам антонтаранской свиты Донбасса, залегающих под франскими отложениями. Эта молодая КВ сильно отличается от рассмотренных выше древних большей гидролизатностью и мощными накоплениями титана в форме анатаза, достигающими 13.38 % TiO_2 в гематитово-гидрослюдистых образованиях II зоны КВ (кластер VI). Кроме того, измененные туфобрекчии кластера IV резко выделяются своей высокой магнезиальностью и аттестуются как *псевдогидролизаты*.

Таким образом, кластеризация аналитических данных А. Д. Савко и А. Д. Додатко [233] позволяет подметить зависимость состава КВ от двух факторов: (а) субстрата КВ, (б) возраста КВ.

Таблица 21

Химический состав разновозрастных кор выветривания Украины по разным субстратам. Составлено по данным А. Д. Савко и А. Д. Додатко, 1991 г. [233, с. 26—29, 102—103]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	Id	II	III
	Исходные породы					
	Амфиболиты				Порфириты	
	Песчаники (нормосиаллит)	Qu-Chl-Bt-Act сланцы (псевдосиаллит)	Qu-Chl-Bt-Ser сланцы (сиферлит)	Амфиболиты (псевдосиферлит)	Hsl-Mont сланцы (щелочной гидролизат)	Порфириты (алкалит)
n	2	4	2	4	5	2
SiO_2	63.65	53.79	61.32	51.68	49.82	53.62
TiO_2	0.90	0.79	0.69	0.96	1.60	1.30
Al_2O_3	16.51	14.90	13.15	13.62	22.29	18.13
Fe_2O_3	2.82	1.94	2.32	2.25	7.16	4.33
FeO	4.99	9.53	11.19	11.69	1.96	4.54
MnO	0.05	0.12	0.16	0.13	—	—
MgO	2.33	8.83	2.63	6.65	1.69	2.59
CaO	0.11	2.04	1.03	5.98	2.23	2.17
Na_2O	4.70	3.05	4.10	2.59	0.01	2.99
K_2O	0.15	1.17	0.20	2.14	6.69	5.75
P_2O_5	0.14	0.10	0.10	0.10	—	—
П. п. п.	4.21	4.12	3.55	2.69	5.82	3.80
Сумма	100.53	100.36	100.44	100.48	99.28	99.19
ГМ	0.40	0.51	0.45	0.55	0.66	0.53
ФМ	0.16	0.38	0.26	0.40	0.22	0.21
АМ	0.26	0.28	0.21	0.26	0.45	0.34
ТМ	0.055	0.053	0.052	0.071	0.072	0.072
ЖМ	0.45	0.74	0.99	0.97	0.38	0.46
НКМ	0.29	0.28	0.33	0.35	0.30	0.48
ЩМ	31.30	2.60	20.50	1.20	<0.10	0.50

Таблица 21 (*продолжение*)

Окислы и модули	IVa	IVb	V	VI	1	4	15	16
	Туфы							
	Измененные туфобрекчии (Ti псевдогидролизат)		Shm-Hsl сланцы (Ti щелочной нормогидролизат)	Hsl сланцы с Hem, Anat (Ti супергидролизат)	Песчаник (суперсилит)	Qu-Chl-Bt-Ser сланец (щелочной гидролизат)	Амфиболит (щелочной псевдосиферлит)	Песчаник (нормосилит)
n	3	3	3	4	2	4	2	4
SiO_2	38.86	37.32	30.79	25.22	88.40	55.30	56.14	84.32
TiO_2	5.27	5.86	9.30	10.83	0.22	0.92	1.05	1.21
Al_2O_3	11.21	8.85	22.28	18.53	5.63	18.93	13.55	7.10
Fe_2O_3	11.12	12.94	16.81	26.80	0.42	2.50	2.57	2.32
FeO	6.01	6.57	6.52	5.37	2.09	10.00	10.71	0.72
MnO	—	—	—	—	0.01	0.19	0.14	—
MgO	14.12	8.71	1.57	1.03	0.60	2.40	4.29	0.38
CaO	4.31	9.76	1.82	2.07	0.21	1.00	3.85	0.78
Na_2O	1.15	1.05	0.22	0.22	1.30	4.90	3.82	0.01
K_2O	1.06	1.08	5.03	4.29	0.10	0.20	2.31	2.00
P_2O_5	0.85	0.77	0.65	1.17	0.07	0.26	—	—
П. п. п.	5.89	7.28	5.46	4.55	1.49	4.03	1.85	1.46
Сумма	99.84	100.19	100.45	100.06	100.54	100.63	100.28	100.30
ГМ	0.86	0.92	1.78	2.44	0.09	0.59	0.50	0.13
ФМ	0.80	0.76	0.81	1.32	0.04	0.27	0.31	0.04
АМ	0.29	0.24	0.72	0.73	0.06	0.34	0.24	0.08
ТМ	0.470	0.662	0.418	0.584	0.039	0.049	0.077	0.170
ЖМ	1.04	1.33	0.74	1.10	0.43	0.64	0.92	0.37
НКМ	0.20	0.24	0.24	0.24	0.25	0.27	0.45	0.28
ЩМ	1.10	1.00	<0.10	0.10	13.00	24.50	1.70	<0.10

4.4. Диаграмма ГМ–ТМ

К такой диаграмме приходится прибегать в случае низкой щелочности пород или при отсутствии заметной дисперсии общей или нормированной щелочности. В частности, низкое содержание щелочей характерно для существенно каолинитовых пород, часто сопровождающих угольные пласты. Известно, что околоугольные породы принадлежат не к болотным, а к озерно-болотным (или лагунным) фациям; они формировались в водоемах, которые уже не были торфяниками, но содержали очень много растворенных гумусовых кислот – мощных агентов выветривания [293].

В карбоне Канады такие породы в кровле пластов угля представлены углистыми «оверклеями», на которых залегают карбонатные алевролиты либо некарбонатные аргиллиты. В почве пластов находятся углистые «андерклеи», а под ними – массивные или сланцеватые аргиллиты [363, p. 306–307]. Как видно (табл. 22, рис. 18), из отобранных нами тринадцати средних составов с приемлемыми суммами семь оказались гипогидролизатами (вследствие высокого содержания каолинита), четыре – родственные им суперсиаллиты (ГМ 0.47–0.54), один – карбонатолит (обр. 6). Все они образуют коррелированную совокупность, в которой можно выделить клас-

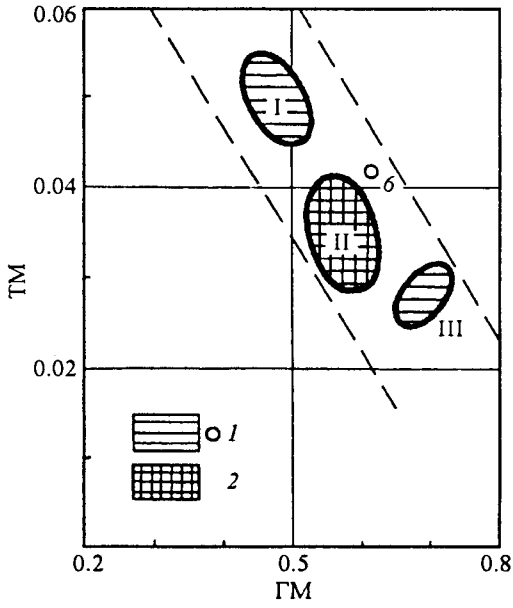


Рис. 18. Модульная диаграмма для средних составов околоугольных пород Новой Шотландии (Канада). Составлено по данным Э. Цодрова, 1983 г. [363, p. 306–307].

Породы: *1* – в кровле угольных пластов (оверклеи), *2* – в кровле и почве угольных пластов (смешанный кластер: оверклеи и андерклеи).

Таблица 22

Химический состав околоугольных пород Новой Шотландии. Составлено по данным Э. Цодрова, 1983 г. [363, p. 306—307]

Окислы и модули	I	II	III	6
	Углеродистый нормосиаллит	Углеродистый гипогидролизат		Карбонатолит
n	3	6	2	
SiO_2	57.97	52.37	45.70	28.90
TiO_2	0.95	0.85	0.71	0.55
Al_2O_3	18.97	24.27	25.15	13.10
FeO	7.23	5.16	5.33	4.03
MnO	0.20	0.07	0.04	0.17
MgO	1.58	1.35	1.33	1.22
CaO	0.40	0.31	0.51	27.70
Na_2O	0.43	0.39	0.40	0.42
K_2O	3.27	3.81	3.98	2.00
П. п. п.	8.22	10.71	15.35	21.40
Сумма	99.22	99.29	98.50	99.49
ГМ	0.47	0.58	0.68	0.62
ФМ	0.15	0.12	0.15	0.18
АМ	0.33	0.46	0.55	0.45
ТМ	0.050	0.035	0.028	0.042
ЖМ	0.37	0.21	0.21	0.31
НКМ	0.20	0.17	0.17	0.18
ЩМ	0.10	0.10	0.10	0.20

теры I и III, представленные оверклеями, и кластер II – смешанный. Обращает на себя внимание негативная корреляция ГМ–ТМ. Получается, что в процессе озерно-болотного литогенеза накопление глинозема (формирование каолинита) сопровождается потерей титана. Это можно объяснить восстановлением Ti^{4+} до Ti^{3+} с последующим выносом его в растворимых гуматных комплексах [293]. Следовательно, негативную корреляцию ГМ–ТМ можно использовать для диагностики гидролизатов такого (восстановительного!) типа.

Поскольку значения ТМ информативны и сами по себе, то диаграммы с ТМ нередко дают нетривиальную генетическую ин-

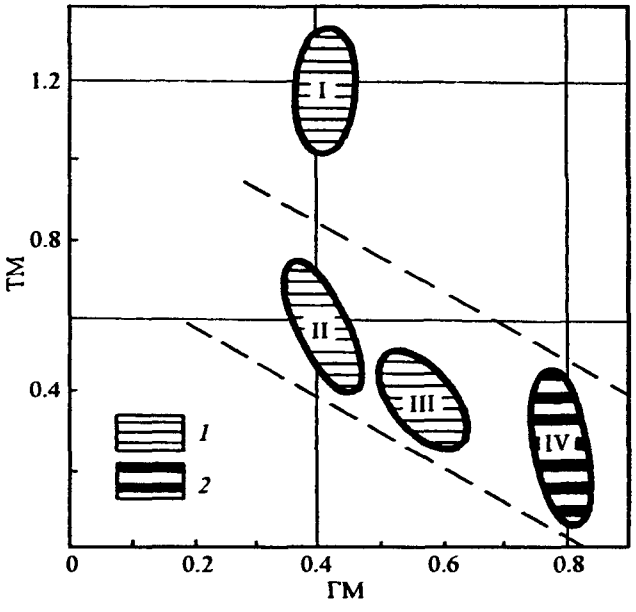


Рис. 19. Модульная диаграмма для каолинит-гидрослюдистых (*1*) и пирофиллитовых (*2*) глин Приараксинской зоны Армении (D_3–C_1). Составлено по данным И. Х. Петросова [205, с. 30, 32].

формацию. В табл. 23 и на модульной диаграмме (рис. 19) даны составы девон-карбоновых глинистых сланцев Приараксинской зоны Армении – каолинит-гидрослюдистых (кластеры I–III) и пирофиллитовых парагонитсодержащих (IV). По мнению И. Х. Петросова, последние являются метаморфизованными эквивалентами первых: *«Нет сомнения, что парагонит и пирофиллит развиваются на глинистой основе, т. е. по моноклинному каолиниту с неупорядоченной структурой, либо по гидрослюде $2M_1$»* [205, с. 52]. Модульная диаграмма позволяет значительно уточнить этот диагноз: оказывается, глины с пирофиллитом образуют единую серию (кластеры II → III → IV) не со всеми, а только с частью каолинит-гидрослюдистых глин; наиболее титанистые глины кластера I из этой серии явно выпадают. Поэтому можно думать, что гидролизатные образования в кластерах II и III представляли собой каолинитовую КВ по кислым маложелезистым породам разной степени зрелости – менее (кластер II) и более (III) зрелую. Менее гидролизатные породы в кластере I, судя по их гипертитанистости (ТМ 0.106–0.128), образовались по субстрату основных пород.

Бокситоносная средне-верхнекарбоновая КВ в Армении образовалась, как предполагает И. Х. Петросов, по субстрату осадочных и метаморфических пород, конкретнее не указанному [205]. Однако, как можно видеть на модульной диаграмме (рис. 20) и

Таблица 23

Средний химический состав глин Приараксинской зоны Армении. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 30, 32]

Окислы и модули	I	II	III	IV
	Каолинит-гидрослюдистая глина			Пирофиллитовая глина
	Титанистый нормосиаллит	Нормосиаллит	Гипогидролизат	
n	3	2	6	3
SiO_2	62.62	58.26	53.77	49.60
TiO_2	2.01	0.90	0.78	0.90
Al_2O_3	17.36	15.88	20.77	31.91
Fe_2O_3	5.75	6.01	8.27	5.08
FeO	0.61	1.21	1.24	1.05
MnO	0.02	0.05	0.04	0.22
MgO	0.70	1.43	0.64	1.05
CaO	0.77	3.07	0.87	1.46
Na_2O	0.78	1.52	0.65	0.27
K_2O	2.90	1.67	2.44	3.87
P_2O_5	0.18	0.49	0.42	0.19
H_2O^-	0.96	1.74	1.68	0.32
П. п. п.	5.51	7.53	8.46	4.28
Сумма	100.18	99.73	100.02	100.20
ГМ	0.41	0.41	0.58	0.79
ФМ	0.11	0.15	0.19	0.14
АМ	0.28	0.27	0.39	0.64
ТМ	0.116	0.056	0.037	0.028
ЖМ	0.33	0.43	0.44	0.19
НКМ	0.21	0.20	0.15	0.13
ЩМ	0.30	0.90	0.30	0.10

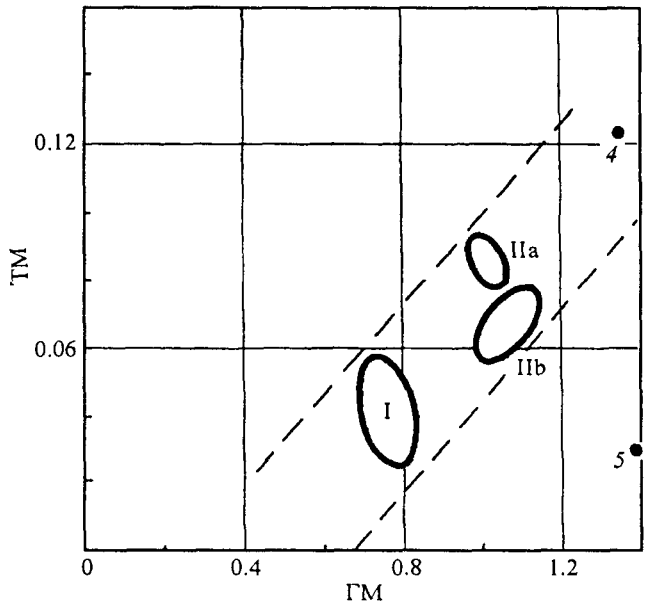


Рис. 20. Модульная диаграмма для глинистых пород бокситоносной коры выветривания Армении (C_2-C_3). Составлено по данным И. Х. Петросова [205, с. 39].

в табл. 24, составы этих пород образуют три кластера и два отдельных состава, которые отвечают как минимум трем субстратам. Можно думать, что наименее гидролизатные, наименее титанистые и железистые глины обр. 5 образовались по кислому субстрату, глины кластера I – по субстрату андезитов, кластера II с некоторыми промежуточными значениями ГМ и ТМ – по субстрату осадочных пород, а гипертитанистый состав обр. 4 – по субстрату основных пород.

4.5. Диаграмма с АМ вместо ГМ

К таким диаграммам приходится прибегать в тех случаях, когда применение гидролизатного модуля ГМ становится по тем или иным причинам сомнительным, например если в породе присутствуют заметные количества железа и марганца в карбонатной форме. Таковы, например, апт-альбские фосфориты СЗ Германии, карбонатные разновидности которых отличаются высокими содержаниями марганца и железа (табл. 25). Немецкие геологи выделяют среди них собственно фосфатные и карбонатно-фосфатные конкреции. В первых доминирует апатит с примесью кварца, сидерита, кальцита и с малыми примесями гидрослюды, каолинита, доломита и полевого шпата. Во вторых преобладают апатит, кальцит, сидерит и

Таблица 24

Химический состав глинистых пород бокситоносной коры выветривания Армении. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 39]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	4	5
	Гипогидролизат	Титанистый нормогидролизат	Нормогидролизат	Титанистый нормогидролизат	Нормогидролизат
n	2	2	2		
SiO_2	52.99	44.26	40.67	36.51	36.19
TiO_2	0.99	2.12	1.83	3.12	0.70
Al_2O_3	25.50	25.16	27.20	25.37	23.06
Fe_2O_3	13.20	17.01	11.57	19.79	25.65
FeO	0.70	0.85	2.63	1.15	0.92
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03
MgO	0.20	0.50	0.45	0.61	0.27
CaO	0.61	0.48	1.05	0.70	0.60
Na_2O	0.13	0.13	0.21	0.30	0.06
K_2O	0.18	0.18	1.52	0.70	0.15
P_2O_5	0.04	0.08	0.22	0.32	0.12
П. п. п.	5.41	9.61	12.27	12.06	11.26
Сумма	99.94	100.35	99.59	100.63	99.01
ГМ	0.76	1.02	1.06	1.35	1.39
ФМ	0.27	0.41	0.36	0.59	0.74
АМ	0.48	0.57	0.67	0.69	0.64
ТМ	0.039	0.084	0.067	0.123	0.030
ЖМ	0.52	0.66	0.49	0.73	1.12
НКМ	0.01	0.01	0.06	0.04	0.01
ЩМ	0.70	0.70	0.10	0.40	0.40

кутнагорит (Mn-доломит), а в ранге примесей присутствуют кварц и глинистые минералы, среди которых кроме гидрослюды и каолинита отмечены также хлорит и монтмориллонит [362].

Вследствие значительной доли Fe-Mn карбонатов в составе фосфоритов использование модуля ГМ становится сомнительным в том смысле, что он уже не будет отражать гидролизатность силикатного вещества. Поэтому для кластеризации составов в данном случае использована модульная диаграмма АМ–НКМ (рис. 21), на которой удается выделить четыре кластера.

Таблица 25

Химический состав апт-альбских марганцовистых фосфоритов СЗ Германии. Составлено по данным В. Циммерле и др., 1982 г. [362, с. 235—243]

Окислы и модули	I	II	III	IV	2	28
	Карбонатный фосфатолит	Карбонатный Mn-P супергидролизат	Mn-P карбонатолит	Карбонатный Mn-P супергидролизат	Карбонатный фосфатолит	
n	5	8	12	5		
SiO_2	19.64	18.83	6.30	4.56	4.43	11.79
TiO_2	0.18	0.29	0.12	0.09	0.07	0.10
Al_2O_3	3.72	5.73	2.50	1.73	1.53	2.40
Fe_2O_3	4.33	16.37	13.85	7.75	2.58	3.12
MnO	0.11	4.92	5.58	3.32	0.34	0.09
MgO	0.89	1.82	1.09	0.71	0.31	0.72
CaO	35.15	19.48	31.24	38.73	46.12	41.35
Na_2O	0.81	0.33	0.33	0.56	0.84	0.80
K_2O	1.32	0.97	0.33	0.25	0.19	1.11
P_2O_5	20.88	9.24	10.97	19.26	29.25	25.42
SO_3	1.08	0.41	0.39	0.26	0.82	1.29
П. п. п.	11.26	19.95	25.12	19.06	12.80	11.40
Сумма	99.37	98.44	97.98	96.54	99.28	99.59
ГМ	0.42	1.45	3.50	2.83	1.02	0.48
ФМ	0.27	0.97	2.37	1.86	0.65	0.33
АМ	0.19	0.30	0.40	0.38	0.35	0.20
ТМ	0.048	0.051	0.048	0.052	0.046	0.042
ЖМ	1.14	3.54	7.42	6.08	1.83	1.28
НКМ	0.57	0.23	0.26	0.47	0.67	0.80
ЩМ	0.60	0.30	1.00	2.20	4.40	0.70

Примечание. В породах кластеров II—IV среднее содержание Ba и Sr составляет 0.015—0.031 и 0.085—0.226 % соответственно.

Кластер I образован собственно фосфоритами, которые аттестуются как карбонатные фосфатолиты. Малый разброс значений АМ отражает постоянство состава алюмосиликатов, а гиперщелочные значения НКМ отражают присутствие в этих конкрециях полевого шпата.

Кластеры II и III составляют карбонатные фосфориты с наиболее высокими средними содержаниями Fe и Mn. При этом в кластере II конкреции взяты только в двух шахтах (Отто Готт и Сарштедт), что подчеркивает некоторую индивидуальность этих пород. Кластер III включает 7 карбонатных и 3 собственно фосфорита. Увеличение значений АМ (с 0.30 до 0.40 по сравнению с кластером II) отражает

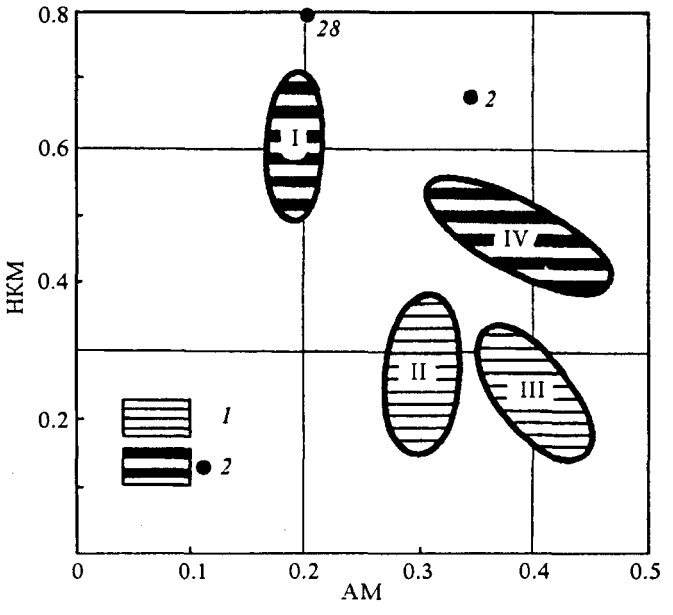


Рис. 21. Модульная диаграмма для апт-альбских марганцовистых фосфоритов СЗ Германии. Составлено по данным В. Циммерле и др., 1982 г. [362].

1 – фосфатно-карбонатные конкреции, *2* – фосфатные конкреции.

увеличенную долю каолинита в составе глинистого вещества этих конкреций. Марганца в них несколько больше, а железа меньше, чем в кластере II.

Наконец, рыхлый кластер IV представляет карбонатные фосфориты с широким диапазоном значений АМ: от 0.32 до 0.45. Конечно, выделение такого кластера может быть оспорено, но более высокая щелочность (НКМ 0.47) и заметно пониженные содержания Mn и Fe по сравнению с конкрециями кластеров II–III показывают, что это как бы промежуточный тип пород – между собственно фосфоритами (кластер I) и карбонатными фосфоритами (кластеры II–III).

4.6. Диаграмма с ФМ вместо ГМ

Использование фемического модуля предпочтительно во всех тех случаях, когда мы имеем дело с магнезиальными силикатными породами, в частности – с монтмориллонитовыми. Среди последних, как показали украинские геологи [197], можно распознать два генетических типа: а) образовавшиеся по кислому вулканическому пеплу, б) возникшие в коре выветривания по субстрату основных пород.

Эти типы контрастно различаются по характеру фиксации монтмориллонитом калия при кипячении в 1N растворе KCl. Апопепловые монтмориллониты при обработке KCl всего за 15–20 мин сокращают d_{001} до 9.81–10.59Å. *«Сравнительно легкое сокращение решетки монтмориллонита до 10Å при насыщении калием свидетельствует о том, что он обладает относительно большим межслоевым заря-*

дом, унаследованным от первичного слюдистого минерала» [197, с. 30]. Монтмориллониты из кор выветривания даже после шестичасовой обработки KCl характеризуются только частичным сокращением d_{001} до 11.51–12.91Å. *«Трудность сокращения межслоевого расстояния... позволяет полагать, что они образовались путем стадийного изменения амфиболов, пироксенов, хлоритов в коре выветривания кристаллических пород»* [197, с. 31].

Для нас эти данные представляют большую ценность. Они наводят на мысль, что монтмориллониты двух генотипов можно различить и по химическому составу. По-видимому, монтмориллониты из кор выветривания по основному субстрату должны иметь бóльшие значения модуля ФМ и меньшие – модуля НКМ, нежели монтмориллониты из типичных бентонитов. Можно ожидать также, что первые должны отчасти наследовать высокую титанистость субстрата и поэтому иметь более высокие значения ТМ. Напротив, кислые пирокластические породы отличаются минимальными величинами ТМ, что наследуется и бентонитами.

Поскольку магний и железо содержатся не только в монтмориллонитах, но также в хлоритах и гидрослюдах, то можно предположить *универсальную применимость модуля ФМ для диагностики полиминеральных глин*, в которых четыре обычных глинистых минерала (гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и каолинит) образуют смеси из двух-трех, а нередко из всех четырех минералов.

Известно, что попытки химической типизации глинистых пород предпринимались неоднократно; одна из последних принадлежит норвежским ученым.

Й. Энглунд и П. Йоргенсен построили петрохимическую классификацию глинистых пород на основе статистической обработки анализов в треугольнике с вершинами (в мол. %): $(MgO + FeO_{общ})$–Al_2O_3–$(K_2O + Na_2O + CaO)$ [330]. При формировании массива исходных данных отбраковывались составы с содержанием $CO_2 > 10$ % и $SiO_2 > 70$ %. Кроме того, путем нормативного пересчета предварительно вычиталось количество CaO, входящее в $CaCO_3$. В этом треугольнике обрисовалось пять полей (сгущений точек), координаты которых можно задать с помощью двух параметров M1 и M2: $M1 = (FeO + MgO + Al_2O_3)/(K_2O + Na_2O + CaO)$; $M2 = (Al_2O_3)/(FeO + MgO)$.

Как полагают авторы, параметр M1 отражает соотношение (хлорит + каолинит): (гидрослюда + каолинит), а параметр M2 – соотношение каолинит:хлорит. Оба параметра являются мерой химического выветривания, но изменяются по мере развития этого процесса неодинаково: *«Невыветрелые осадки имеют низкие значения M1 и M2, тогда как более выветрелые – соответственно более высокие. На пути от первых ко вторым значение M1 постепенно нарастает, тогда как значение M2 остается примерно постоянным.* [Напротив], *для осадков более выветрелых M1 изменяется мало, тогда как M2 сильно увеличивается, и в конечном счете образуются осадки, обогащенные глиноземом»* [330, p. 94].

Нетрудно видеть аналогию треугольника Энглунда–Йоргенсена с применявшимся в русской литературе (например, в трудах В. К. Головенка) треугольником АКМ (Al_2O_3–K_2O–MgO). Мы полагаем, что ни молекулярная форма представления данных, ни изображение

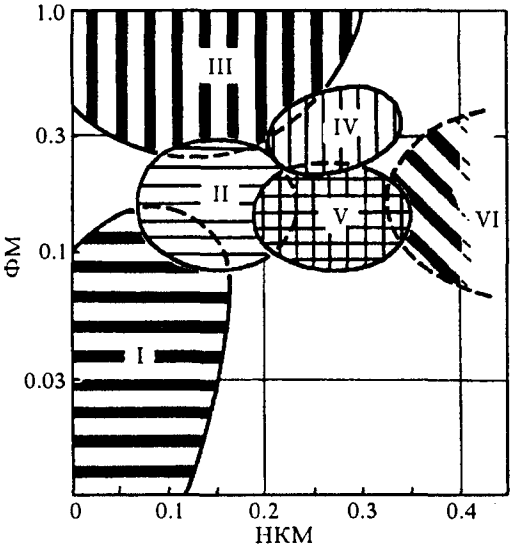


Рис. 22. Модульная диаграмма для систематики глинистых пород. Использовано более 500 анализов. Масштаб для ФМ логарифмический. Пояснения в тексте.

состава в треугольнике (что требует приведения суммы к 100 % и не самых простых графических построений), ни, наконец, необходимость внесения поправок в CaO, чтобы его учесть в построениях, не вызываются необходимостью. Вполне удовлетворительную литохимическую систематику глин можно построить значительно проще в координатах ФМ–НКМ. Действительно, обработка около 500 собранных нами анализов глинистых пород (сиаллитов и гидролизатов) показывает, что величина ФМ монотонно возрастает в ряду:

каолинит ⇒ монтмориллонит ⇒ гидрослюда ⇒ хлорит
0.03 (0.004–0.25) 0.11 (0.07–0.19) 0.12 (0.03–0.33) 1.5 (0.7–2.4)

Величина НКМ дает другой возрастающий ряд:

хлорит ⇒ каолинит ⇒ монтмориллонит ⇒ гидрослюда
0.01 (0.002–0.16) 0.02 (0.0–0.07) 0.04 (0.02–0.12) 0.26 (0.12–0.38)

Таким образом, щелочность и фемичность глин практически независимы, что позволяет построить модульную диаграмму с довольно хорошей разрешающей способностью. Она позволяет выделить шесть главных литохимических типов глинистых пород, различающихся по минеральному составу глинистой фракции и потому, несомненно, отвечающих каким-то реальным литотипам (рис. 22).

Тип I: в составе глинистого вещества доминирует каолинит. Характерны минимальные значения ФМ и НКМ в интервалах 0.02–0.12 и 0.03–0.13 соответственно.

Тип II: в составе глинистого вещества доминирует монтмориллонит, меньше каолинита и в подчиненных количествах может присутствовать гидрослюда. Характерные значения ФМ и НКМ – в интервалах 0.06–0.25 и 0.06–0.22 соответственно. Такие глинистые породы могут содержать довольно редкие смешанослойные минералы ряда каолинит–монтмориллонит. Как показали Л. Шульц и др. [351], эти минералы получаются при стадийном выветривании вулканического пепла в кислой среде. Вначале, как они полагают, формируются монтмориллониты с прослоями H–Al, отчасти гиббситоподобными, а затем они превращаются в слои каолинита.

Тип III: в составе глинистого вещества доминирует хлорит, с подчиненной примесью железистых гидрослюд. Характерные значения ФМ и НКМ – 0.25–0.65 и 0.02–0.30 соответственно.

Тип IV: «стандартная двухкомпонентная смесь хлорит + гидрослюда», характерная для глинистых толщ, претерпевших катагенез и ранний метагенез. Характерные значения ФМ и НКМ лежат в интервалах 0.25–0.45 и 0.20–0.35 соответственно. Увеличение доли хлорита поднимает ФМ, а доли гидрослюд – НКМ. Как показали норвежские литологи, увеличение доли хлорита характерно для некоторых глинистых пород, ассоциирующихся с карбонатами. Таковы прослойки темных глин в ордовике Швеции и Норвегии, а также в толще верхнерифейских–вендских сланцев Бири, Южная Норвегия. «*Вследствие тесной ассоциации сланцев и карбонатов можно допускать, что терригенная часть этих осадков отлагалась при довольно* [fairly] *высоких pH*» [330, p. 91–92].

Тип V: «стандартная трехкомпонентная смесь хлорит + монтмориллонит + гидрослюда» (± смешанослойные минералы рядов монтмориллонит–гидрослюда и более редкого ряда хлорит–гидрослюда). На рис. 16 видно, что характерные значения ФМ и НКМ для этого типа лежат в интервале 0.10–0.24 и 0.20–0.38.

Как подметили норвежские литологи, при нанесении точек 50 составов смешанослойных иллит-монтмориллонитовых минералов на уже упомянутый выше треугольник получаются два разобщенных поля. Первое отвечает составам менее глиноземистым и более железисто-магнезиальным (~50–60 % мол. Al_2O_3). Это поле практически перекрывается полями иллитов и монтмориллонитов. Очевидно, что эти смешанослойные минералы образовались путем гидрослюдизации монтмориллонитов. Второе поле отвечает составам более щелочным, низкожелезистым и высокоглиноземистым (~70–80 % мол. Al_2O_3) и частично перекрывается с полем диоктаэдрических слюд. Считают, что эти смешанослойные образования получились путем деградации слюд (частичная потеря K) [330].

В поля IV и V на рис. 22 попадает большинство составов реальных глинистых пород стратисферы – тех, которые не-

посредственно не связаны с корами выветривания и, следовательно, не относятся к типам с доминацией только каолинита или только монтмориллонита и хлорита.

Наконец, ***тип VI*** – это глинистые породы, чаще всего гидрослюдистые, но содержащие значительную примесь дисперсных частиц полевых шпатов, что обусловливает аномально высокую величину НКМ. Такие породы характерны для аридных кор выветривания и пользуются массовым развитием в отложениях среднего (карелий) и верхнего (рифей) докембрия [298].

4.7. Диаграмма с заданной корреляцией

Таковы все диаграммы, в которых параметры имеют одинаковую (или почти одинаковую) нормировку: ГМ–АМ, ГМ–ФМ, АМ–ФМ (нормировка по SiO_2) или НКМ–ЖМ, НКМ–ТМ, ЖМ–ТМ (нормировка по Al_2O_3 либо по $Al_2O_3 + TiO_2$ в модуле ЖМ). Обычно такие диаграммы обнаруживают позитивную корреляцию, что предопределено формой модулей. Понятно также, что АМ (глинозем в числителе) может показывать негативную корреляцию с НКМ, ТМ и ЖМ (глинозем в знаменателе).

При этом диаграммы ГМ–АМ (ФМ) почти не информативны, тогда как диаграммы типа НКМ–ЖМ, НКМ–ТМ и ЖМ–ТМ могут быть весьма полезными для кластеризации. Очевидно, что при наличии сильной корреляции диаграмму ТМ–ЖМ можно заменить графиком с ненормированными значениями: TiO_2–($FeO + Fe_2O_3 + MnO$), а диаграмму НКМ–ЖМ – графиком ($Na_2O + K_2O$)–($FeO + Fe_2O_3 + MnO$). Однако в гл. 3 уже отмечалось, что такая замена в большинстве случаев нежелательна, так как лишает нас важной информации.

В табл. 26 обработано двадцать шесть анализов глауконитов из меловых и палеогеновых отложений Русской платформы [182]. Для кластеризации использована диаграмма НКМ–ЖМ (рис. 23), которая позволяет отразить важную характеристику глауконитов – содержание в них железистого гидрослюдистого компонента. Увеличение доли этого компонента должно одновременно повышать значения ЖМ и НКМ, а нарастание доли смектитового компонента – снижать. Поэтому на модульной диаграмме наблюдается позитивная корреляция, в которой можно различить две линии: относительно более железистых глауконитов из опок и диатомитов (кластеры I → → II → III) и относительно менее железистых глауконитов в основном из песчаных пород (кластеры IV → (V, VI) → VII → VIII).

Глаукониты принадлежат к гидролизатам и щелочным гидролизатам (кластеры I и II), к щелочным псевдогидролизатам (кластеры III–V, VII, VIII) и к щелочным псевдосиферлитам (кластер VI). При этом естественно, что минимальной магнезиальностью отличаются наиболее железистые глаукониты из диатомитов (кластер I) и опок (кластер II, отчасти кластер III).

Таблица 26

Средний химический состав глауконитов из меловых и палеогеновых отложений Русской платформы. Составлено по данным В. И. Муравьева, 1983 г. [182, с. 96—97]

Окислы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Диатомиты (гипогидролизат)	Опоки (щелочной гипогидролизат)	Песчаник и диатомит (щелочной гипогидролизат)	Опока и песчаник (щелочной псевдогидролизат)	Пески с цеолитами (щелочной псевдогидролизат)	Пески с цеолитами (щелочной псевдосиферлит)	Пески разные (щелочной псевдогидролизат)	Опока и песчаник (щелочной псевдогидролизат)
n	2	3	2	2	8	2	5	2
SiO_2	48.34	47.12	48.98	49.62	47.72	49.36	47.69	50.23
TiO_2	1.02	0.61	0.52	1.06	1.32	0.34	0.34	0.30
Al_2O_3	8.43	9.10	6.76	11.35	10.24	9.87	9.46	7.96
Fe_2O_3	18.55	22.12	23.08	14.04	18.03	14.97	17.31	18.71
FeO	0.32	0.66	0.41	1.61	1.11	1.73	1.53	1.32
MnO	0.11	0.02	0.02	0.03	0.07	0.05	0.01	0.02
MgO	2.96	2.61	2.89	3.61	3.30	3.67	3.48	3.52
CaO	1.16	0.81	0.82	1.42	1.34	3.03	2.61	2.15
Na_2O	0.20	0.10	0.09	0.18	0.11	0.18	0.13	0.14
K_2O	3.69	5.59	5.70	5.93	5.83	6.72	6.83	6.76
P_2O_5	0.14	0.42	0.18	0.22	0.32	0.52	0.55	0.19
H_2O^+	6.92	5.71	5.19	5.69	5.22	5.17	6.30	5.60
H_2O^-	7.98	4.58	5.40	4.82	5.29	4.04	3.43	2.78
П. п. п.	0.10	0.56	0.31	0.45	0.38	0.23	0.32	0.50
Сумма	99.82	99.71	100.20	99.90	100.14	99.80	99.82	99.97
ГМ	0.59	0.69	0.63	0.57	0.65	0.55	0.60	0.56
ФМ	0.45	0.54	0.54	0.39	0.47	0.41	0.47	0.47
АМ	0.17	0.19	0.14	0.23	0.21	0.20	0.20	0.16
ТМ	0.122	0.069	0.079	0.092	0.128	0.034	0.035	0.037
ЖМ	2.02	2.35	3.24	1.27	1.67	1.64	1.92	2.43
НКМ	0.46	0.63	0.86	0.54	0.58	0.70	0.74	0.87
ЩМ	0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10

Примечание. Диатомиты и другие литотипы — вмещающие породы, хемотипы (в скобках) — глаукониты.

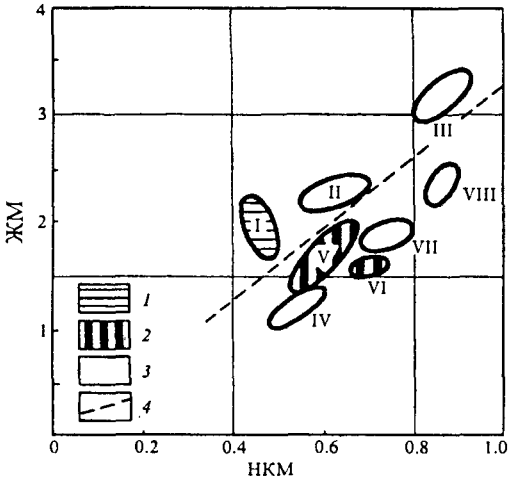


Рис. 23. Модульная диаграмма для глауконитов из меловых и палеогеновых отложений Русской платформы. Составлено по данным В. И. Муравьева, 1983 г. [182, с. 96–97].

Глаукониты из: диатомитов (*1*), песков с цеолитами (*2*), разные – из опок, бесцеолитовых песков и песчаников (*3*); *4* – линия, разделяющая глаукониты разной железистости.

В табл. 27 обработаны опубликованные С. МакЛеннаном и др. 9 анализов верхнеархейских метапелитоидов Южной Африки, надсерии Свазиленд (возраст от 3.5 до 3.3 млрд лет, в составе серий Фиг-Три и Модис) и пять – надсерии Понгола (старше 2.9 млрд лет) [340]. Этим стратонам лучше всего соответствуют кластеры, выделяемые на модульной диаграмме ЖМ– НКМ (рис. 24).

Кластер II включает два анализа серии Фиг-Три: это супержелезистые высокомагнезиальные породы – *псевдосиаллиты и псевдогидролизаты*. Очевидно, что это какие-то туффоиды, причем, судя по невысокой титанистости, вулканогенный материал в них скорее гипербазитовый, нежели базитовый. К этим породам тяготеет и *щелочной сиферлит* (обр. 4). Весьма своеобразен состав обр.1: он аттестуется как *силит*, но в нем много CaO и MgO и повышена титанистость. Может быть, это доломитистый кремень. В серии Модис по железистости можно выделить кластер III, представленный *псевдосиаллитами* с повышенной щелочностью (один состав даже отвечает *алкалиту*), с невысокой титанистостью. Судя по этим данным и принимая во внимание информацию по элементам-примесям (TR, Cr, Ni), можно считать, что в образовании метапелитов надсерии Свазиленд принимали участие два контрастных субстрата: гипербазитовый (источник Mg и Fe) и кислый (источник щелочей) [340]. Очевидно, что участие кислого субстрата было более существенным при формировании осадков серии Модис.

Метапелиты надсерии Понгола (кластер I) заметно отличаются от рассмотренных своей пониженной железистостью (ЖМ 0.20–

Таблица 27

Химический состав верхнеархейских метаосадочных пород Южной Африки. Составлено по данным С. МакЛеннана и др., 1983 г. [340, с. 102—105]

Окислы и модули	I	II	III	1	4	14
	Надсерия и хемотип (в скобках)					
	Понгола (щелочной нормосиаллит)	Фиг-Три (псевдосиаллит)	Модис (щелочной псевдосиаллит)	Фиг-Три (псевдосилит, щелочной псевдосиферлит)		Понгола (щелочной нормосиаллит)
n	4	2	5			
SiO_2	58.89	54.51	59.32	74.49	58.46	64.20
TiO_2	0.79	0.61	0.44	0.26	0.58	0.66
Al_2O_3	21.69	15.23	13.93	3.56	13.46	16.33
FeO*	5.00	10.13	7.36	2.09	11.88	7.88
MnO	0.05	0.09	0.13	0.09	0.15	0.11
MgO	2.80	6.94	5.09	4.57	4.84	1.20
CaO	0.03	0.39	1.29	7.20	1.61	0.01
Na_2O	0.44	0.95	1.76	0.31	1.95	0.86
K_2O	5.75	2.58	4.87	0.50	4.14	4.42
П. п. п.	4.47	8.60	5.76	6.62	2.95	3.09
Сумма	99.89	100.00	99.94	99.69	100.02	98.76
ГМ	0.47	0.48	0.37	0.08	0.45	0.39
ФМ	0.13	0.31	0.21	0.09	0.29	0.14
АМ	0.37	0.28	0.23	0.05	0.23	0.25
ТМ	0.036	0.040	0.031	0.073	0.043	0.040
ЖМ	0.22	0.65	0.52	0.57	0.86	0.47
НКМ	0.29	0.23	0.48	0.23	0.45	0.32
ЩМ	0.10	0.40	0.40	0.60	0.50	0.20

* Общее железо.

0.47 против 0.43–0.86, за исключением аномального алевролита? – обр. 14) и повышенной глиноземистостью (АМ 0.25–0.39 против 0.18–0.35). И хотя влияние магнезиального субстрата еще весьма ощутимо (три состава – псевдосиаллиты), можно думать, что существенно калиевые метапелиты надсерии Понгола сформировались главным образом по субстрату гранитоидов, в условиях аридного климата [298].

На модульной диаграмме ТМ–ЖМ для аспидной среднеордовикской формации Горного Алтая видна позитивная корреляция (рис. 25), что может быть уликой вулканогенно-осадочных пород. Как косвенное подтверждение этого можно рассматривать и преобладание магнезиальных пород-псевдосиаллитов (четыре анализа из шести – табл. 28). Действительно, как отмечает И. А. Вылцан, *«весьма любопытным фактом, имевшим место в начале лландейло,*

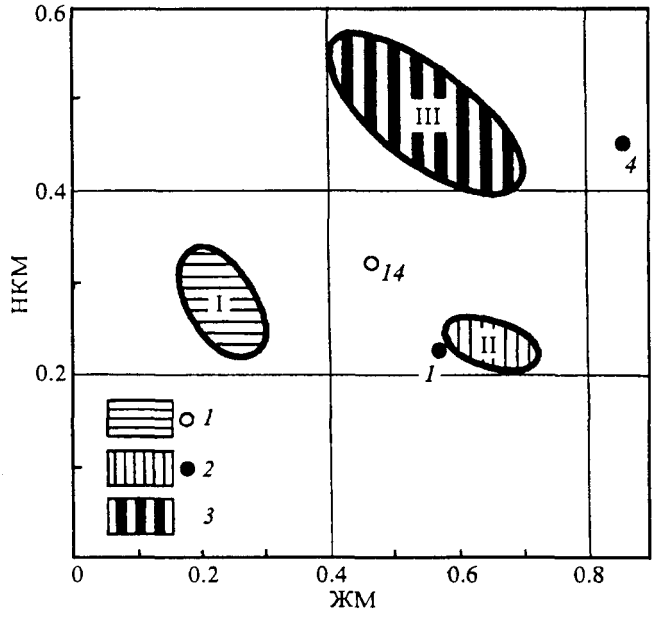


Рис. 24. Модульная диаграмма для верхнеархейских метаосадочных пород Южной Африки, относящихся к надсерии Понгола (*1*), сериям Фиг-Три (*2*) и Модис (*3*). Составлено по данным С. МакЛеннана и др., 1983 г. [340, p.102–105].

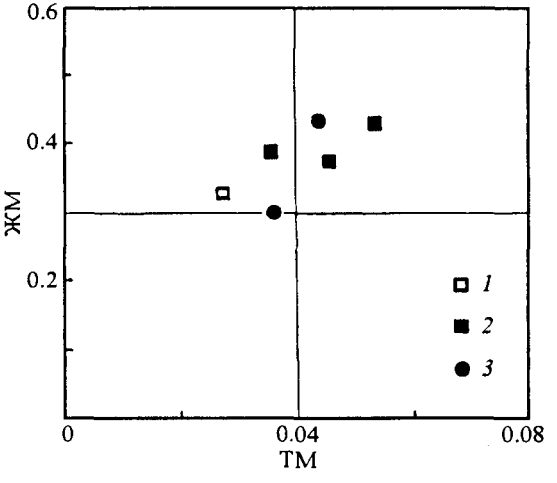


Рис. 25. Модульная диаграмма для основных литотипов аспидной формации O_2 Горного Алтая.

1 – граувакки, *2* – алевролиты, *3* – глинистые сланцы. Составлено по данным И. А. Вылцана, 1978 г. [58, с. 117].

Таблица 28

Химический состав основных литотипов аспидной формации среднего ордовика Горного Алтая.
Составлено по данным И. А. Вылцана, 1978 г. [58, с. 117]

Окислы и модули	1	2	3	4	5	6
	Грауваккa (щелочной миосилит)	Алевролиты (псевдосиаллит)			Глинистые сланцы	
					Нормосиаллит	Псевдосиаллит
SiO_2	68.67	58.86	59.00	61.40	65.00	65.34
TiO_2	0.40	0.94	0.71	0.79	0.71	0.63
Al_2O_3	14.56	17.57	19.64	17.27	16.08	17.19
Fe_2O_3	0.41	1.58	3.18	1.58	3.98	1.00
FeO	4.50	6.28	4.67	5.21	3.23	4.31
MnO	0.08	0.22	0.11	0.08	0.14	0.08
MgO	1.88	3.69	3.00	3.84	2.73	3.33
CaO	0.91	1.47	0.90	1.50	0.30	0.40
Na_2O	5.10	3.33	1.17	1.18	0.47	0.79
K_2O	0.31	1.36	2.13	2.44	2.40	3.08
H_2O	0.14	0.96	0.20	—	0.16	—
P_2O_5	0.10	0.11	0.07	0.08	0.13	0.09
П. п. п.	2.42	3.06	5.48	5.34	4.96	4.32
Сумма	99.49	99.43	100.27	100.73	100.32	100.57
ГМ	0.29	0.45	0.48	0.41	0.37	0.36
ФМ	0.10	0.20	0.18	0.17	0.15	0.13
АМ	0.21	0.30	0.33	0.28	0.25	0.26
ТМ	0.027	0.054	0.036	0.046	0.044	0.037
ЖМ	0.33	0.44	0.39	0.38	0.44	0.30
НКМ	0.37	0.27	0.17	0.21	0.18	0.23
ЩМ	16.50	2.40	0.50	0.50	0.20	0.30

Примечание. Среднее содержание S составляет 0.01—0.03 %.

следует считать эпизодические вспышки вулканической деятельности...» [58, с. 139]. Видимо, указанные эпизоды пришлись именно на период формирования аспидной формации.

4.8. Редкие типы диаграмм

Иногда приходится прибегать к «нестандартным» диаграммам, что обусловлено необычным характером исходных данных. В качестве примера в табл. 29 обработано 17 анализов нижнекарбоновых кимберлитов (Восточная Сибирь) и развитой по ним раннетриасовой коры выветривания, от которой сохранились только нижние горизонты – зона выщелачивания [37, с. 156–157]. По-

Таблица 29

Химический состав кимберлитов и коры выветривания по кимберлитам, Восточная Сибирь.
Составлено по данным Ю. А. Бурмина, 1987 г. [37, с. 156—157]

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	III	10
	Карбонатолит			Псевдо-сиферлит	Титанистый псевдо-гидролизат	Карбо-натолит
n	4	3	3	2	2	
SiO_2	14.51	16.29	24.57	42.55	36.06	14.00
TiO_2	1.94	0.88	1.00	1.43	2.27	1.44
Al_2O_3	3.11	4.56	4.23	7.22	7.28	3.10
Fe_2O_3	5.81	4.91	4.86	5.91	12.43	3.34
FeO	1.68	1.32	1.13	1.04	0.90	1.52
MnO	0.17	0.13	0.23	0.18	0.27	0.19
MgO	11.43	7.72	7.79	7.88	8.06	7.54
CaO	29.94	30.53	26.32	12.03	10.50	33.98
Na_2O	0.04	0.05	0.07	0.14	0.10	0.05
K_2O	0.73	0.37	1.37	2.90	2.10	0.50
P_2O_5	0.91	0.30	0.47	0.58	0.77	0.63
H_2O	1.06	3.61	3.89	4.17	7.12	2.75
П. п. п.	27.75	28.43	23.86	13.16	12.11	29.98
Сумма	99.07	99.10	99.79	99.16	99.95	99.02
F	0.24	0.09	0.11	0.10	0.12	0.17
ГМ	0.88	0.72	0.47	0.37	0.64	0.69
ФМ	1.30	0.86	0.56	0.35	0.59	0.89
АМ	0.21	0.28	0.17	0.17	0.20	0.22
ТМ	0.625	0.193	0.237	0.198	0.311	0.465
ЖМ	1.52	1.17	1.19	0.82	1.43	1.11
НКМ	0.25	0.09	0.34	0.42	0.30	0.18
ЩМ	0.10	0.10	0.10	<0.10	<0.10	0.10

скольку состав кимберлитов характеризуется присутствием заметных содержаний титана и щелочей, то можно применить нестандартную модульную диаграмму в координатах $(Na_2O + K_2O)$–ТМ (рис. 26). Выясняется, что на ранней стадии выщелачивания титан выносится гораздо энергичнее, чем глинозем, ибо величина ТМ резко снижается: от 0.625 в кластере Ia до 0.193 в кластере Ib. При дальнейшем развитии выщелачивания титан и глинозем, по-видимому, относительно неподвижны – величина ТМ колеблется незначительно. Одновременно по мере выщелачивания (кластеры I → IIa) нарастает содержание щелочей (и величина ГМ), что указывает на начало гидролиза – появление глинистых минералов. Этот процесс интен-

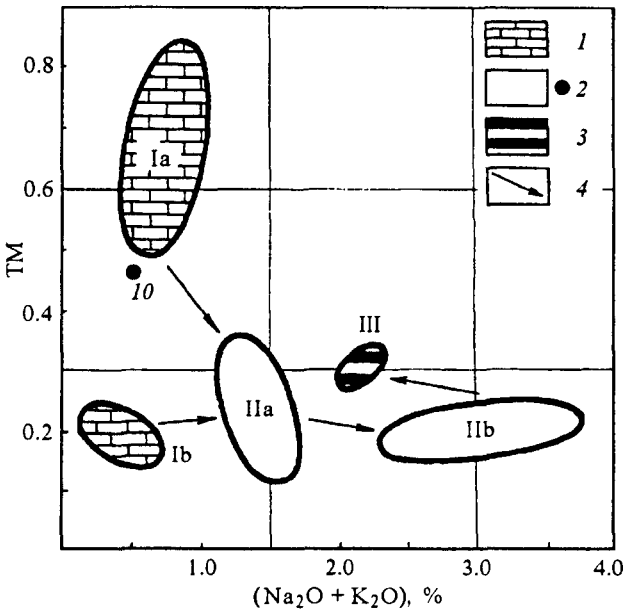


Рис. 26. Модульная диаграмма для коры выветривания по кимберлитам Восточной Сибири. Составлено по данным Ю. А. Бурмина, 1987 г. [37, с. 156–157].

1 – кимберлиты, *2*, *3* – зоны коры выветривания: начального (*2*), выщелачивания (*3*); *4* – предполагаемое направление процессов выветривания.

сифицируется тогда, когда начинает растворяться и карбонат (IIb). Дальнейшее развитие гидролиза (с разложением уже и глинистых минералов) представлено только самой начальной стадией (III), отмеченной снижением общей щелочности и слабым нарастанием величины ТМ.

Таким образом, нестандартная модульная диаграмма (Na_2O + + K_2O)–ТМ оказалась удобным инструментом для анализа процессов выветривания кимберлитов.[2]

Весьма примечательную картину показывают глинистые и песчаные породы нижнемелового флиша Камчатки (Ильпинский полуостров):[3] выделенные П. В. Маркевичем литотипы – «песчаники» и «алевроаргиллиты» [169] – почти не удается дискриминировать на модульных диаграммах! Например, на диаграммах ГМ–ТМ, ТМ–ЖМ наблюдается почти полное перекрытие полей. В графиках с НКМ и $Na_2O + K_2O$ дискриминация лучше, но все же 40–50 %

[2] Аналогичную картину можно видеть и на стандартной диаграмме ГМ–ТМ, однако использование модуля ГМ для магматических пород нежелательно. Заметим, что исходные кимберлиты формально аттестуются либо как титанистые псевдогидролизаты, либо как... карбонатолиты!

[3] Аналогичная картина наблюдается и для выборки анализов по Кроноцкому полуострову [169, с. 64–65].

точек песчаников не отличается от глинистых пород. Несомненно, что такое сходство составов глинистых и песчаных пород можно считать типовым для флишевых граувакк, в которых нет существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций. Поэтому граувакки с высоким содержанием глинистого матрикса дают переходы к аргиллитам через промежуточные разности «алевроаргиллитов». Единственным модулем, по которому удается различить эти литотипы, оказался *щелочной модуль ЩМ.*

Например, на нестандартной модульной диаграмме ЩМ–ГМ видно, что в «алевроаргиллитах» величина ЩМ стабильна и в среднем не превышает 1 ± 0.1(нормонатровые составы). Напротив, в песчаниках величина ЩМ, во-первых, выше, а во-вторых, показывает значительную изменчивость: в среднем от 1.7 до 6.5 (супер- и гипернатровые составы). При этом можно наметить ряд кластеров возрастающей натровости: алевроаргиллиты → песчаники → песчаники → песчаники. Очевидно, что в этом ряду убывает доля глинистого вещества (носителя калия). Для того, чтобы при таком изменении ГМ оставался на примерно одинаковом уровне (в среднем 0.40), необходимо, чтобы состав обломочного вещества был существенно полевошпатовым (при его существенно кварцевом составе неизбежно падение ГМ по мере убывания доли глинистого вещества в породах).

В книге А. В. Маслова и др. [170], посвященной описанию южноуральского стратотипа рифея, пропагандируется диаграмма Дж. Мейнарда и др. [339] в координатах SiO_2/Al_2O_3–K_2O/Na_2O, которая, как считается, позволяет определить формационную (геодинамическую) характеристику песчаных пород. Очевидно, что в терминах наших модулей – это диаграмма 1/АМ–1/ЩМ. К сожалению, мы не имеем опыта использования такой диаграммы и поэтому не можем судить о ее достоинствах.

В. И. Силаев, детально изучавший минералогию фосфатоносных кор выветривания Полярного Урала, использовал нестандартный график «ГМ–ЖМ», на котором обрисовалась полоса позитивной корреляции, охватившая около 75 % всех точек [237].

4.9. «Модульные спектры» Г. В. Ивенсен. Модульные кривые

Якутская исследовательница Г. В. Ивенсен, изучавшая верхнепермско-меловую терригенную толщу Предверхоянского прогиба, широко применяла петрохимические модули и модульные диаграммы в диагностических целях. При этом кроме обычных диаграмм в координатах пары модулей она использовала излюбленные геологами «спектры» – ломаные кривые, где по оси абсцисс отложены в определенном порядке *сразу все* петрохимические модули, а по ординате – их значения (для чего, правда, пришлось прибегнуть к логарифмическому масштабу). «Модульные спектры» на таких

диаграммах строились ею, как правило, для *средних составов.* Совпадение конфигурации модульных спектров для разных пород трактовалось как их вещественное и генетическое сходство.

Такой вывод сделан, например, для отложений неджелинской свиты нижнего триаса: «*На рис.* [...] *приведены модульные кривые для различных типов пород неджелинской свиты. Здесь отчетливо видны взаимоотношения между петрохимическими параметрами песчаников, аргиллитов и диабаза. Модульная кривая аргиллитов почти совпадает с модульной кривой диабаза, а модульная кривая песчаников имеет некоторые отличия, но связь между ними очень хорошо проявляется. На основании этих данных аргиллиты неджелинской свиты можно отнести к туфам, а песчаники как минимум – к туффитам*» [114, с. 47].

Столь же ответственное заключение сделано на основании модульных кривых, построенных для литотипов юры и мела: «*Средние значения модулей для аргиллитов юры и мела практически одинаковы* [...], *но так же, как и для песчаников, КМ юрских аргиллитов* (0.20) *выше КМ меловых аргиллитов* (0.16) [...]. *На этих же графиках нанесены значения петрохимических модулей, рассчитанные для среднего состава дацитов. Удивительно точно модульные кривые, построенные для различных типов пород юрского и мелового возраста, повторяют модульную кривую дацитов. Причем ближе всего к дацитам по своим петрохимическим характеристикам песчаники, а дальше отстоят аргиллиты, но генетические связи хорошо прослеживаются*» [114, с. 51].

В нашей работе по региональной геохимии палеозойских толщ Печорского Урала были использованы традиционные для геологии *кривые распределения средних значений* петрохимических модулей *по стратиграфическому разрезу* [295, с. 208–210]. В колонке палеозоя от нижнего ордовика до верхней перми включительно было выделено 11 *литостратиграфических единиц,* отвечающих свитам или ярусам стратиграфической шкалы. Для каждой литостратиграфической единицы на основании значительного числа химических анализов были вычислены средние (медианные) значения петрохимических модулей. Нанесенные рядом со схематической стратиграфической колонкой (в условном масштабе – без учета мощностей подразделений) и соединенные прямыми отрезками соответствующие точки образуют ломаные линии – *модульные кривые.* Анализ таких кривых позволил выявить нетривиальные закономерности, например для карбонатных пород – тенденцию нарастания щелочного модуля (ЩМ) и натриевого модуля (НМ) вверх по разрезу.

Аналогичный методический прием был применен Э. З. Гареевым, изучавшим геохимию южноуральского стратотипа рифея [170]. В колонке стратотипического разреза, охватывающего интервал от нижнего рифея до верхнего венда включительно, им было выделено от 13 (песчаники) до 28 (глинистые породы) литостратиграфических единиц, отвечающих свитам и подсвитам. Например, в

песчаниках бурзяния (нижний рифей) снизу вверх по разрезу в ряду свит айская → большеинзерская → юшинская значения ГМ падают, тогда как в разрезе юрматиния (средний рифей) в ряду свит (снизу вверх) машакская → зигальгинская → зигазино-комаровская → авзянская ГМ достигает минимума в зигальгинской, затем резко возрастает в зигазино-комаровской и вновь убывает в авзянской свитах. Еще сложнее распределен ГМ в песчаниках каратавия (верхнего рифея), давая два минимума (наиболее глубокий – в экстракварцевых песчаниках лемезинской подсвиты зильмердакской свиты).

Считают, что нижнерифейская картина *«отражает процесс созревания поступившей в бассейн седиментации кластики от начала к концу цикла осадконакопления»* [170, с. 130], тогда как пилообразное изменение значений ГМ для среднего и верхнего рифея *«могло быть обусловлено рядом факторов, наиболее реальным из которых являлось расширение с течением времени площади водосборов и вовлечение в процессы осадкообразования материала более далеких и менее преобразованных зон»* [там же, с. 131].

4.10. Литохимический стандарт ЮК

Литохимический стандарт ЮК (по начальным буквам фамилий авторов) предназначен для единообразной компьютерной обработки любой выборки силикатных анализов и представляет собой систему из пяти документов. Наш опыт позволяет рекомендовать стандарт для массового применения. Текстовые документы исполняются в формате ЛЕКСИКОН или WORD, а табличные – в формате QUATTRO PRO или EXEL.

Документ-1: таблица исходных данных (в авторском оригинальном варианте) с добавлением вычисленных модулей и аттестацией пород согласно химической классификации.

Поскольку эта и последующие таблицы должны при распечатке помещаться на двойном листе (А4 × 2), то полезно помнить о его длине: три экрана дисплея плюс три пятизначных столбца. В силу того что нередко таблица получается длиннее, при распечатке можно спрятать (команда Hiden) не очень нужные колонки.

Документ-2: таблица расчета кластеров, в которой видно (и всегда можно проверить и поправить), в каком кластере находится любой анализ. Кластеры, предварительно выделенные на графике, необходимо тщательно проверять в таблице на дисплее. При таком просмотре легко выявляются пробы, обладающие выскакивающими значениями иных параметров, не учитываемых данной модульной диаграммой. Например, в кластере песчаников, выделенном на диаграмме НКМ–ГМ, окажется проба с аномальной титанистостью (ТМ) или карбонатностью (CO_2) и т. п. Такую пробу, конечно, не следует усреднять с остальными. Если объем кластера

больше двух, то кроме средних значений вычисляются и стандартные отклонения.

Документ-3: итоговая таблица. В ней приведены средние по кластерам (приводить ли стандартные отклонения – дело выбора авторов) и остатки от усреднения – индивидуальные анализы, которые по тем или иным резонам не подлежат усреднению (например, тот же карбонатный песчаник). В табл. 1–3, как уже говорилось, кроме оригинальных традиционных названий горных пород (литотипы) даны названия согласно химической классификации – *хемотипы*. Иногда уже одна только процедура литохимической аттестации оказывается достаточной для диагноза. Например, титанистый псевдогидролизат – это, как правило, базит или метабазит. При этом табл. 1 и 2 сохраняются в банке данных, а итоговая табл. 3 со свернутой информацией может использоваться для публикации.

Документ-4: график, т. е. модульная диаграмма. Как правило, хватает одной наиболее информативной, но иногда есть смысл привести две и даже три диаграммы. На выбранном графике сперва выделяются кластеры для составления табл. 2, которые в дальнейшем корректируются, как описано выше.

Документ-5: текстовой файл, в котором даны геологическое описание и литохимическая интерпретация информации (документ-3 и 4). Конечно, при интерпретации приходится обращаться не только к итоговой табл. 3, но и к табл. 1, 2.

Документ-5 представляет собой готовый материал для монтажа любых логически связных текстов. В этом отношении может представить интерес и технология составления данной книги: значительная часть ее текста (начиная с гл. 3) в действительности смонтирована из копившихся годами *документов-5*, т. е. результатов интерпретации выборок силикатных анализов, в сопровождении обработанного фактического материала в форме *документов-4* (графика) и *3* (итоговой таблицы).

ГЛАВА 5

ЛИТОТИПЫ И ХЕМОТИПЫ: ПРОБЛЕМА ИНФОРМАТИВНОСТИ

5.1. Итеративная процедура М ⇒ Т

Как отмечалось в гл. 2, использование химической классификации в ряде случаев приводит к «столкновению» с традицией – границы хемотипов могут не совпасть с границами традиционных литотипов. Однако если классификатор убежден в валидности своих границ, то их необходимо отстаивать даже тогда, когда

обнаруживается противоречие с давней традицией. Логика и, самое главное, успешная практика должны постепенно изменить сознание консервативного научного сообщества. Например, в свое время В. Д. Шутов революционизировал понятие «грауваккa» – предложив называть грауваккой любой песчаник, в котором содержится больше 25 % обломков пород, безотносительно к их составу. Строго следуя этому принципу, он вынужден был назвать граувакками и такие породы, в которых обломки представлены гранитами. Это было весьма непривычно для литологов и вызвало, например, резкие возражения А. А. Предовского [211, с. 24]. Тем не менее термин В. Д. Шутова в современной русской литологии стал общепринятым. Еще более показательны многочисленные терминологические новации Н. Б. Вассоевича (*битумоиды, микронефть, полимерлипоидины, кахиты, седикахиты, амикагины* и пр.). Поначалу они были крайне непривычными, однако логика, лежавшая в их основе, сделала свое дело, и теперь они широко применяются и воспринимаются как вполне естественные.

С химической классификацией, на первый взгляд, дело обстоит иначе. Вследствие ее узкогеохимического, «целевого», назначения кажется, что классификатор не имеет права «посягать» на границы литологических таксонов. Так, А. В. Сочава, нанеся точки составов красноцветных меловых аргиллитов Средней Азии на график А. Н. Неелова, попал в поле «алевролитов» [245, с. 98–99]. Строго следуя классификации А. Н. Неелова, он должен был аттестовать породы как алевролиты, а не как аргиллиты. Однако этого сделано не было.

Теоретический анализ подобных примеров позволяет обнаружить то, что в классиологии (науке о классификациях) получило название «итеративной мерономически-таксономической ($M \Rightarrow T$) процедуры» [173]. Например, приступая к классифицированию фосфатных пород, мы имеем вначале нечетко определенное множество – набор каких-то осадочных пород, обладающих признаком «высокого содержания фосфора». Сделав этот признак количественным и задав *мерон* равным 21.5 % P_2O_5 (что отвечает содержанию 50 % нормативного фтор-апатита), мы образуем подмножество – таксон «фосфатолиты». Таким образом, мы осуществили процедуру $M_1 \Rightarrow T$ (мерон-1 $\Rightarrow$ таксон). Изменив теперь на каком-то основании мерон и задав, например, $M_2 = 20$ % P_2O_5, мы образуем новый таксон, осуществив таким образом итеративный процесс $(M_1 \rightarrow T_1) \Rightarrow (M_2 \rightarrow T_2)$ [136, с. 37].

В литературе можно найти много анализов нечетко определенных и плохо охарактеризованных «туфогенных пород» (т. е. в наших терминах – пород с пирогенной примесью). Задавшись целью сформировать таксон *туффоиды* (T_0), т. е. породы с существенной (например, > 10 %) пирогенной примесью, мы ищем подходящий мерон и останавливаемся, например, на модуле НКМ. По некоторым содержательным соображениям (предположим, опираясь на эталонную выборку анализов заведомых туфов) мы задаем мерон

M_1: НКМ = 0.50. Теперь все анализы конкретных пород с НКМ > 0.50 мы отнесем к туффоидам, хотя в первоисточнике они так не назывались! В этом примере мы осуществили процедуру $T_0 \Rightarrow (M_1 \rightarrow T_1)$. Если мерон был выбран удачно, то полученная классификация приобретет существенное эвристическое значение – с ее помощью мы теперь сможем распознавать породы с пирогенной примесью.

Поскольку задание новых меронов обязательно сопряжено с некоторым изменением старых таксонов, то ***становится ясным, что если химическая классификация вовсе не «посягает» на границы старых таксонов, то это не достоинство ее, а недостаток!*** В приведенном примере с меловыми аргиллитами Средней Азии противоречие между содержанием начального таксона (T_0) «аргиллит» и химическими меронами могло быть разрешено двумя путями:

– либо приспособлением меронов к старому литологическому таксону T_0, т. е. изменением границ «аргиллитов» в классификации А. Н. Неелова по схеме: T_0; $(M_1 \rightarrow T_1) \Rightarrow (M_2 \rightarrow T_0)$;

– либо изменением старого таксона по схеме: $T_0 \Rightarrow (M_1 \rightarrow T_1)$.

Понятно, что второй путь более рискованный, так как требует изменить границу исходного литологического таксона. Зато он может больше дать в эвристическом отношении – при том непременном условии, если мерон M_1 задан в некотором смысле «хорошо».

Перейдем от этих теоретических рассуждений к анализу конкретных примеров, иллюстрирующих соотношения литотипов и хемотипов.

5.2. Примерное совпадение хемотипов с литотипами

Такие ситуации чаще всего встречаются в практике литохимии, но тем не менее нередко обнаруживаются некоторые «тонкости», имеющие эвристическое значение. Ниже мы приведем серию примеров, в одних из которых отмечается практически полное совпадение литотипов с выделяемыми на модульных диаграммах хемотипами, а в других – те или иные расхождения.

В табл. 30 и на рис. 27 обработано 18 анализов палеоцен-эоценовых кремнисто-каолинитовых (с гематитом) красноцветов [104]. Эти отложения развиты во впадинах Казахского щита, Западно-Сибирской плиты и орогенной области Алтая. Анализы характеризуют Зайсанский прогиб (12), Горный Алтай (4) и Семипалатинское Прииртышье (2).

Кластеры I–III в точности соответствуют литотипам: пескам и песчаникам (I), алевритам и алевролитам (II), глинам и аргиллитам (III). Составы пород вне кластеров отвечают породам, обогащенным каолинитом или гематитом, и вследствие этого аттестуются как гиперсиаллиты (обр. 6), гидролизаты (обр. 7, 9) или сиферлиты

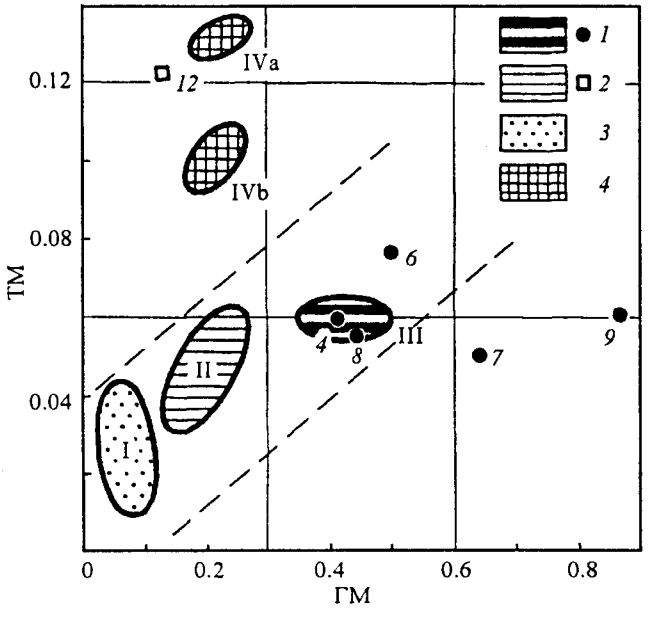


Рис. 27. Модульная диаграмма для кремнисто-каолинитовых красноцветов кайнозоя СЗ Азии. Составлено по данным В. С. Ерофеева, Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 176– 177].

1 – глины и аргиллиты, *2* – алевриты и алевролиты, *3* – пески и песчаники, *4* – смесь литотипов.

(обр. 4). Однако кластеры IVa и b отвечают смеси литотипов: глина + алеврит (IVa) или песок + алеврит (IVb). По величине ГМ эти смеси соответствуют алевритовым породам кластера II, но очень сильно отличаются по своей титанистости: ТМ 0.101– 0.131 против 0.048. Оказывается, это отличие не случайно: только в данных кластерах присутствуют породы из впадин Горного Алтая и Прииртышья! Очевидно, что петрофонд этих регионов был иным – более титанистым.

Среди пермокарбоновых туфов Норильского района (табл. 31) на модульной диаграмме НКМ–ГМ выделяются четыре кластера (рис. 28), практически совпадающих с литотипами, описанными Т. А. Дивиной [94]. Кластеры I (гипощелочные сиаллиты) и II (нормощелочные сиаллиты) – это в основном «туфы», и только один анализ отвечает «туфопесчанику». Кластеры III и IV (щелочные гипосиаллиты и нормосилиты) представлены «туфопесчаниками» и «туфогенными песчаниками». В данном примере химический состав пород позволил провести безошибочную литологическую диагностику пород. Однако литохимическая информация богаче, чем литологическая: на рис. 28 мы находим точки составов с аномальными титанистостью (обр. 4, 13), карбонатностью и железистостью (обр. 3). Это обстоятельство не позволяет объединить

Таблица 30

Химический состав кремнисто-каолинитовых красноцветов кайнозоя СЗ Азии. Составлено по данным В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 176—177]

Окислы и модули	I	II	III	IVa	IVb	4	6	7	8	9	12
	Пески и песчаники (суперсилит)	Алевриты и алевролиты (нормосилит)	Глины и аргиллиты (нормосиаллит)	Глины и алевролиты	Алевриты и песчаники	Глины и аргиллиты					Алевриты и алевролиты (нормосилит)
				Миосилит		Сиферлит	Суперсиаллит	Гипогидролизат	Нормосиаллит	Нормогидролизат	
n	3	2	3	2	2						
SiO_2	89.17	76.23	63.19	73.10	75.69	61.00	58.82	54.30	62.66	47.84	82.60
TiO_2	0.13	0.61	1.08	1.19	0.86	0.73	1.72	1.30	1.18	1.23	1.10
Al_2O_3	5.04	12.64	18.11	11.69	6.51	12.15	22.34	25.52	21.07	20.13	9.00
Fe_2O_3	0.69	1.66	7.64	2.98	9.26	12.28	5.67	7.73	5.42	20.18	0.86
FeO	0.07	0.35	0.12	0.05	0.04	0.10	0.00	0.21	0.21	0.07	0.00
MnO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.13	0.07	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01
MgO	0.78	0.51	0.80	1.17	0.56	0.70	0.64	0.79	0.24	0.32	0.48
CaO	0.14	0.22	0.32	0.48	0.85	0.99	0.68	0.58	0.80	0.58	0.43
Na_2O	0.38	0.66	0.59	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.76	1.09	0.78	0.75	0.76	0.70	0.09	0.81	0.00	0.00	0.76
P_2O_5	0.02	0.12	0.09	0.04	0.10	0.07	0.05	0.10	0.23	0.04	0.01
П.п.п.	2.64	5.42	7.82	8.67	4.43	9.60	10.00	9.04	8.20	10.10	4.14
Сумма	99.81	99.50	100.57	100.13	99.60	98.39	100.02	100.41	100.05	100.50	99.39
ГМ	0.07	0.20	0.43	0.22	0.22	0.42	0.51	0.64	0.45	0.87	0.13
ФМ	0.02	0.03	0.14	0.06	0.13	0.21	0.11	0.16	0.09	0.43	0.02
АМ	0.06	0.17	0.29	0.16	0.09	0.20	0.38	0.47	0.34	0.42	0.11
ТМ	0.026	0.048	0.060	0.101	0.131	0.060	0.077	0.051	0.056	0.061	0.122
ЖМ	0.15	0.15	0.41	0.24	1.28	0.97	0.24	0.30	0.25	0.95	0.09
НКМ	0.23	0.14	0.08	0.06	0.18	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08
ЩМ	0.50	0.60	0.70	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	—	—	0.00

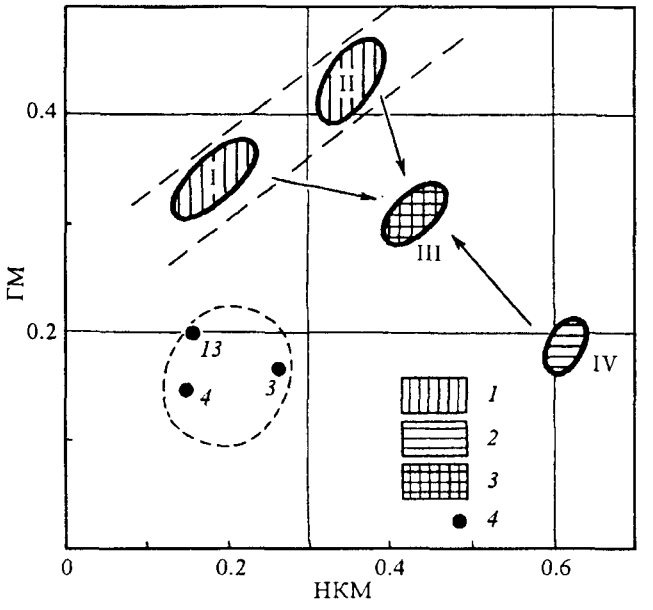


Рис. 28. Модульная диаграмма для туфогенных пород C_3– P_1 Норильского района. Составлено по данным Т. А. Дивиной, 1969 г. [94, с. 53].

1 – туфы, *2* – туфогенные песчаники, *3* – туфопесчаники, *4* – туфогенные микрофельзиты.

породы, которые квалифицированы Т. А. Дивиной как «туфогенные микрофельзиты», в один кластер, хотя такое объединение и напрашивается по их расположению на графике. Следовательно, один литотип в данном случае отвечает двум хемотипам. Кроме того, «туфы» кластеров I и II имеют гораздо более низкую щелочность, чем туфопесчаники кластера IV. Очевидно, первые – это измененные (глинизированные) туфы.

Таким образом, даже при хорошем совпадении хемо- и литотипов литохимическая информация может оказаться нетривиальной – она побуждает литолога искать тонкие различия пород, не замеченные при стандартном литологическом описании.

Известно, что для флишевых отложений характерна слабая дифференциация песчано-алевритового и пелитового материала, так как турбидным мутьевым потоком увлекается материал разной крупности. Как видно из табл. 32, нижнеордовикские флишевые «аргиллиты» и «граувакки»[1] Новой Зеландии практически не отличаются по нормированной щелочности, хотя различие по общей

[1] Содержание обломков пород в этих «граувакках» не превышает 6 %, так что по принятой в нашей стране классификации В. Д. Шутова их следовало бы именовать просто полимиктовыми песчаниками.

Таблица 31

Химический состав туфогенных пород C_3—P_1 Норильского района.
Составлено по данным Т. А. Дивиной, 1969 г. [94, с. 53]

Окислы и модули	I	II	III	IV	3	4	13
	Нормосиаллит	Щелочной нормосиаллит	Щелочной гипосиаллит	Щелочной нормосилит	Псевдосилит	Нормосилиты	
n	2	3	4	2			
SiO_2	64.13	52.91	62.32	74.90	57.72	78.90	76.05
TiO_2	0.89	0.84	0.71	0.41	0.39	2.30	0.10
Al_2O_3	13.41	16.59	15.56	12.44	4.25	8.35	12.77
Fe_2O_3	0.76	0.90	0.40	—	1.11	0.05	0.73
FeO	6.64	4.38	2.38	1.12	3.60	1.08	1.79
MnO	0.19	0.09	0.10	0.04	0.48	—	0.01
MgO	2.42	2.70	1.20	0.32	4.11	0.37	0.21
CaO	1.06	6.00	4.81	1.21	11.42	0.15	0.80
Na_2O	0.52	3.05	4.43	3.33	0.22	0.37	0.12
K_2O	1.98	2.83	2.31	4.30	0.90	0.90	1.92
P_2O_5	0.46	0.33	0.23	0.03	0.08	0.04	0.02
S	0.23	0.21	0.06	0.01	0.45	0.01	0.01
H_2O	1.06	0.96	0.34	0.23	0.35	1.05	1.13
П. п. п.	6.97	8.33	5.45	1.61	15.23	6.50	4.40
Сумма	100.70	100.13	100.30	99.93	100.31	100.07	100.06
ГМ	0.34	0.43	0.31	0.19	0.17	0.15	0.20
ФМ	0.15	0.16	0.06	0.02	0.15	0.02	0.04
АМ	0.21	0.31	0.25	0.17	0.07	0.11	0.17
ТМ	0.066	0.052	0.046	0.032	0.092	0.275	0.008
ЖМ	0.53	0.32	0.18	0.09	1.12	0.11	0.20
НКМ	0.18	0.36	0.43	0.61	0.26	0.15	0.16
ЩМ	0.20	1.10	2.00	0.80	0.20	0.40	0.10

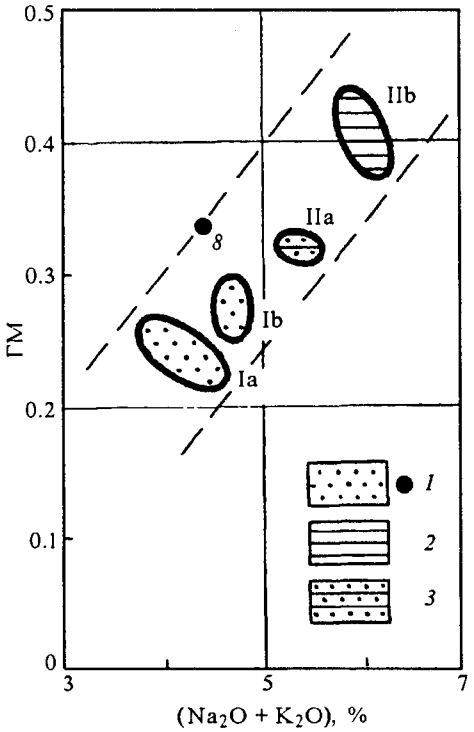


Рис. 29. Модульная диаграмма для «граувакк» (*1*) и «аргиллитов» (2) нижнеордовикской флишевой серии Гринланд, Новая Зеландия. *3* – предполагаемые алевролиты. Составлено по данным С. Натана, 1976 г. [346, p. 687].

щелочности достаточно заметное (рис. 29). Также нет заметных различий литотипов по титанистости, железистости и даже натровости. Это значит, что по соотношению «полевые шпаты / глинистое вещество» эти породы близки, а различия обусловлены в основном содержанием кварца – минерала-разбавителя носителей щелочей. Тем не менее даже для этих слабодифференцированных отложений величина ГМ служит надежным критерием для отличия глинистого от песчаного литотипа: все «аргиллиты» оказались сиаллитами, а все «граувакки» – силитами.

Вместе с тем литохимия снова оказывается информативнее литологии. Действительно, С. Натан проводит границу между макроскопически определяемыми «аргиллитами» и «граувакками» по содержанию $SiO_2 = 67$ % [346]. Однако трудно согласиться называть «аргиллитом» породу с 65–67 % SiO_2. Породы с ГМ в интервале ГМ 0.30–0.35, как нам представляется, здесь скорее всего отвечают не столько аргиллитам, сколько *алевролитам* – кластер IIa на рис. 29.

Таблица 32

Химический состав аргиллитов и песчаников нижнеордовикской флишевой серии Гринланд, Новая Зеландия.
Составлено по данным С. Натана, 1976 г. [346, с. 687]

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	8
	Миосилит		Щелочной гипосиаллит	Щелочной псевдосиаллит	Псевдосиаллит
n	4	2	2	2	
SiO_2	72.10	69.54	65.92	61.83	65.25
TiO_2	0.59	0.71	0.70	0.81	0.89
Al_2O_3	12.44	13.73	15.23	18.11	14.13
Fe_2O_3	0.85	0.91	0.44	0.48	1.54
FeO	3.55	3.97	4.91	5.68	5.64
MnO	0.12	—	—	—	—
MgO	2.36	2.82	2.90	3.22	3.91
CaO	0.85	0.55	1.15	0.24	1.39
Na_2O	1.45	2.09	1.27	1.04	1.68
K_2O	2.81	2.63	4.12	5.00	2.76
P_2O_5	0.16	0.20	0.17	0.16	0.29
П. п. п.	3.19	2.79	3.93	3.83	3.25
Сумма	100.45	99.91	100.70	100.38	100.73
ГМ	0.24	0.28	0.32	0.41	0.34
ФМ	0.09	0.11	0.13	0.15	0.17
АМ	0.17	0.20	0.23	0.29	0.22
ТМ	0.048	0.051	0.046	0.045	0.063
ЖМ	0.35	0.34	0.34	0.33	0.48
НКМ	0.34	0.34	0.35	0.33	0.31
ЩМ	0.50	0.80	0.30	0.20	0.60

Обработка анализов нижнеюрских песчаников и алевролитов Большого Кавказа [272] показала, что практически все песчаники аттестуются как силиты, а все алевролиты – как сиаллиты. Таким образом, классификация состава по величине ГМ дает полное совпадение объемов литотипов и хемотипов. Менее значительно отличие литотипов по титанистости: все же ТМ в алевролитах находится в интервале 0.014–0.027, а в песчаниках почти половина составов имеет ТМ > 0.027. Меньшая величина отношения «полевые шпаты/глинистое вещество» обусловливает пониженную щелочность алевролитов: НКМ = 0.24–0.36, тогда как в половине песчаников НКМ составляет 0.35–0.51. В целом алевролиты и более железистые: ЖМ = 0.34–0.42, тогда как в песчаниках ЖМ > 0.35 только в двух пробах. Обращает на себя внимание тенденция позитивной корреляция ГМ–ТМ в песчаниках, более отчетливо

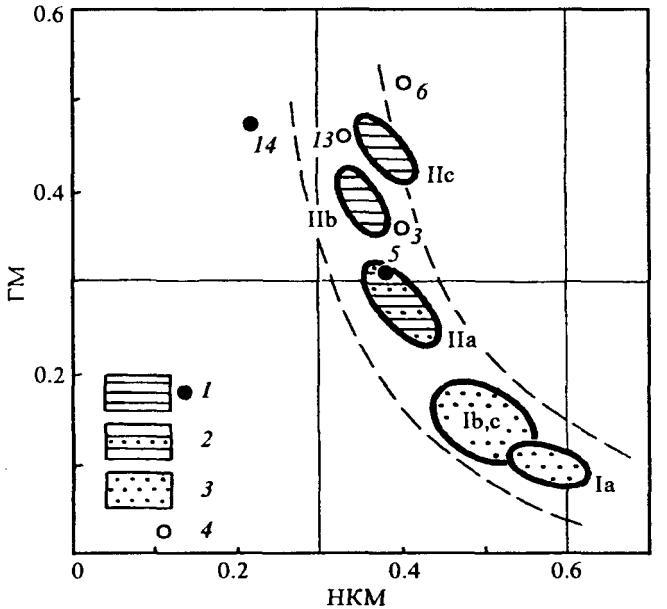


Рис. 30. Модульная диаграмма для нижнемеловых красноцветов Ферганы.
1 – аргиллиты, *2* – алевролиты (предполагаемые), *3* – песчаники, *4* – карбонатные аргиллиты. Составлено по данным А. В. Сочавы, 1979 г. [245, с. 100].

проявленная в нижне-среднеюрских песчаниках Сванетии. Такая корреляция возможна в граувакках – в частности, содержащих биотит, что вполне согласуется с петрографическими данными, приведенными Г. А. Чихрадзе [272]. Однако и в этом примере литохимическая информация богаче литологической. Несмотря на совпадение литотипов с хемотипами, в пределах одного литотипа «песчаников» можно выделить три разновидности-хемотипа, что дает литологу и геологу информацию к размышлению: она требует отыскать и какие-то литологические различия между песчаниками.

В табл. 33 и на рис. 30 обработан 21 анализ нижнемеловых красноцветных пород Ферганы [245], из которых 3 карбонатных (обр. 3, 6, 13). Тот факт, что среди аргиллитов шесть составов формально аттестуются как магнезиальные породы – псевдосиаллиты, объясняется присутствием в них доломита. Образец 14 из ятанской свиты вследствие своей железистости аттестуется как сиферлит; дополнительной информации об этой породе в первоисточнике нет. На диаграмме ГМ–НКМ литотипы «песчаники» и «аргиллиты» легко объединяются в кластеры-хемотипы без перекрытия. Аргиллиты и песчаники образуют единое корреляционное поле, причем титанистость аргиллитов в среднем выше, чем песчаников, чего мы никогда не наблюдаем в гумидных формациях.

Таблица 33

Химический состав нижнемеловых красноцветов Ферганы.
Составлено по данным А.В.Сочавы, 1979 г. [245, с. 100]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	3	5	6	13	14
	Песчаники			Аргиллиты							
	Нормосилит			Щелочной миосилит	Щелочной псевдосиаллит	Щелочной нормосиаллит	Карбонатный псевдосиаллит	Псевдосиаллит	Карбонатный псевдосиаллит	Псевдосиаллит	Сиферлит
n	2	3	2	4	3	2					
SiO_2	83.60	74.01	79.53	68.88	59.14	58.84	41.03	60.59	32.66	44.17	59.65
TiO_2	0.25	0.37	0.39	0.69	0.76	0.95	0.52	0.88	0.56	0.61	1.06
Al_2O_3	7.78	8.68	9.60	13.49	15.90	16.74	10.03	12.39	10.36	14.12	14.70
Fe_2O_3	0.34	1.45	1.32	4.00	6.06	7.66	3.45	4.85	5.03	4.11	12.12
FeO	0.25	0.27	0.61	1.13	0.72	0.88	0.68	0.87	0.93	1.58	0.57
MnO	0.02	0.01	0.03	0.06	0.04	0.04	0.20	0.12	0.28	0.14	0.03
MgO	0.18	0.65	0.65	1.76	3.29	2.32	9.06	3.11	10.00	5.60	2.06
CaO	1.42	4.65	0.78	1.09	0.98	1.34	11.46	4.12	13.48	10.68	0.57
Na_2O	1.55	0.89	1.49	1.62	1.04	1.30	0.80	1.16	1.40	1.00	0.60
K_2O	2.92	3.43	3.21	3.82	4.58	5.10	3.24	3.62	2.80	3.70	2.64
P_2O_5	0.04	0.05	0.06	0.16	0.15	0.22	0.23	0.26	0.13	0.23	0.16
CO_2	0.57	2.94	0.37	0.50	0.98	0.27	12.32	4.35	18.30	7.83	0.20
П.п.п.	1.08	2.25	1.69	2.61	5.91	4.36	6.98	3.27	4.07	6.46	5.21
Сумма	99.98	99.65	99.72	99.78	99.55	100.00	100.00	99.59	100.00	100.23	99.57
ГМ	0.10	0.15	0.15	0.28	0.40	0.45	0.36	0.32	0.53	0.47	0.48
ФМ	0.01	0.03	0.03	0.10	0.17	0.18	0.32	0.15	0.49	0.26	0.25
АМ	0.09	0.12	0.12	0.20	0.27	0.28	0.24	0.20	0.32	0.32	0.25
ТМ	0.031	0.042	0.041	0.051	0.048	0.057	0.052	0.071	0.054	0.043	0.072
ЖМ	0.07	0.19	0.20	0.37	0.41	0.48	0.41	0.44	0.57	0.40	0.81
НКМ	0.57	0.50	0.49	0.40	0.35	0.38	0.40	0.39	0.41	0.33	0.22
ЩМ	0.50	0.30	0.50	0.40	0.20	0.30	0.20	0.30	0.50	0.30	0.20

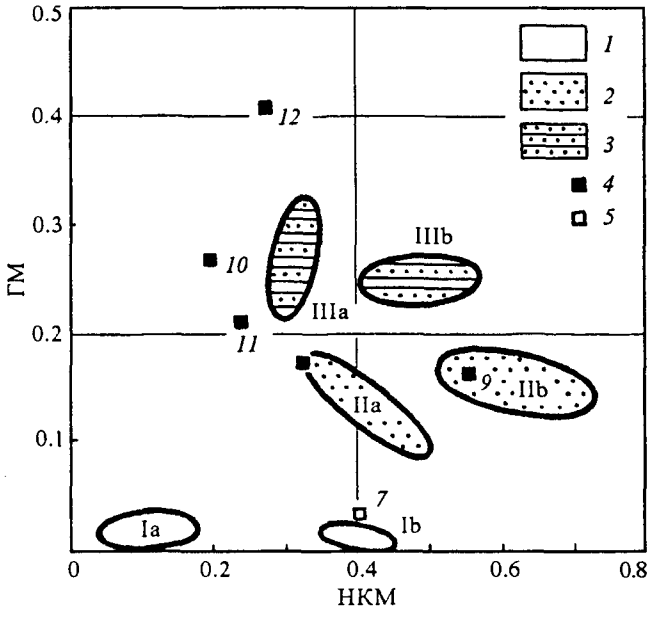


Рис. 31. Модульная диаграмма для типовых песчаников. Составлено по данным Ф. Петтиджона, 1981 г. [207, с. 276–296].

1 – ортокварциты, *2* – аркозы и субаркозы, *3* – граувакки, *4* – субграувакки, *5* – протокварциты.

Особенность выборки в том, что вследствие присутствия в аргиллитах обломочной примеси граница между литотипами проходит не по значению ГМ = 0.30 (т. е. не по границе «силиты / сиаллиты»), а по ГМ около 0.25 (т. е. внутри подтипа миосилитов). Если отдавать приоритет хемотипам перед литотипами, то породы кластера IIa следовало бы аттестовать как *алевролиты*, а не как аргиллиты: их промежуточное положение между явными аргиллитами-сиаллитами (кластер IIb) и явными песчаниками-силитами (кластер I) свидетельствует в пользу такого диагноза. И действительно, как отмечает сам А. В. Сочава, *«степень петрохимической дифференциации вещества в нижнемеловых красноцветах относительно низкая, что связано как с малой „зрелостью" осадочного материала, так и с постоянной существенной алевритовой примесью в аргиллитах»* [245, с. 97].

Итак, вновь отмечаем большее разнообразие «литохимической реальности» по сравнению с литологической: вместо двух литотипов (песчаники и аргиллиты) выделено шесть разновидностей-хемотипов: три для песчаников (кластеры Ia–c) и три для аргиллитов – собственно аргиллиты (кластеры IIb и IIc) и алевролиты (кластер IIa).

При рассмотрении составов четырех типов песчаников, описанных Ф. Петтиджоном [207, с. 277], выясняется, что на модульной

Таблица 34

Химический состав типовых песчаников.
Составлено по данным Ф. Петтиджона, 1981 г. [207, с. 276—296]

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	IIIa	IIIb	7	8	9	10	11	12
	Гиперсилит		Нормосилит	Щелочной нормосилит	Миосилит	Щелочной миосилит	Гиперсилит	Карбонатный нормосилит		Карбонатный миосилит	Миосилит	Псевдосиаллит
n	2	2	2	4	3	4						
SiO_2	98.11	98.38	81.17	77.05	68.77	69.48	84.01	56.80	51.52	40.35	74.45	60.51
TiO_2	0.17	0.04	0.49	0.25	0.64	0.52	0.05	0.10	0.32	0.30	0.50	0.87
Al_2O_3	1.01	0.47	9.62	9.99	13.50	12.97	2.57	8.48	5.77	7.43	10.83	15.36
Fe_2O_3	0.20	0.32	0.75	1.32	0.75	1.19	0.17	1.67	2.43	3.27	4.62	0.76
FeO	—	0.14	0.20	1.01	3.67	2.96	0.26	—	—	—	—	7.63
MnO	—	0.01	—	0.10	0.07	0.07	0.04	—	0.14	—	—	0.16
MgO	0.02	0.01	0.71	0.65	1.75	2.07	0.67	1.24	0.95	10.28	1.30	3.39
CaO	0.02	0.03	0.45	1.42	2.83	1.42	5.41	15.25	16.96	12.00	0.35	2.14
Na_2O	0.02	0.08	0.73	1.89	2.63	3.91	0.17	1.31	1.32	0.54	1.07	2.50
K_2O	0.11	0.10	3.00	4.23	1.69	2.14	0.86	1.46	1.90	0.93	1.51	1.69
P_2O_5	—	0.01	0.11	0.25	0.13	0.09	0.04	0.01	0.10	—	0.01	0.27
SO_3	—	—	—	—	—	0.15			0.52	—	—	—
CO_2	—	—	—	1.34	1.23	0.11	4.65	12.95	13.34	17.80	—	1.01
П.п.п.	0.27	0.65	3.82	1.17	2.76	2.97	0.75	0.50	4.79	6.75	4.95	3.95
Сумма	99.92	100.22	101.03	100.65	100.41	100.03	99.65	99.77	100.06	99.65	99.59	100.24
ГМ	0.01	0.01	0.14	0.16	0.27	0.25	0.04	0.18	0.17	0.27	0.21	0.41
ФМ	0.00	0.00	0.02	0.04	0.09	0.09	0.01	0.05	0.07	0.34	0.08	0.19
АМ	0.01	0.00	0.12	0.13	0.20	0.19	0.03	0.15	0.11	0.18	0.15	0.25
ТМ	0.163	0.075	0.051	0.025	0.048	0.040	0.019	0.012	0.055	0.040	0.046	0.057
ЖМ	0.17	0.94	0.09	0.24	0.32	0.31	0.18	0.19	0.42	0.42	0.41	0.53
НКМ	0.13	0.39	0.39	0.61	0.32	0.47	0.40	0.33	0.56	0.20	0.24	0.27
ЩМ	0.20	0.80	0.20	0.40	1.60	1.80	0.20	0.90	0.70	0.60	0.70	1.50

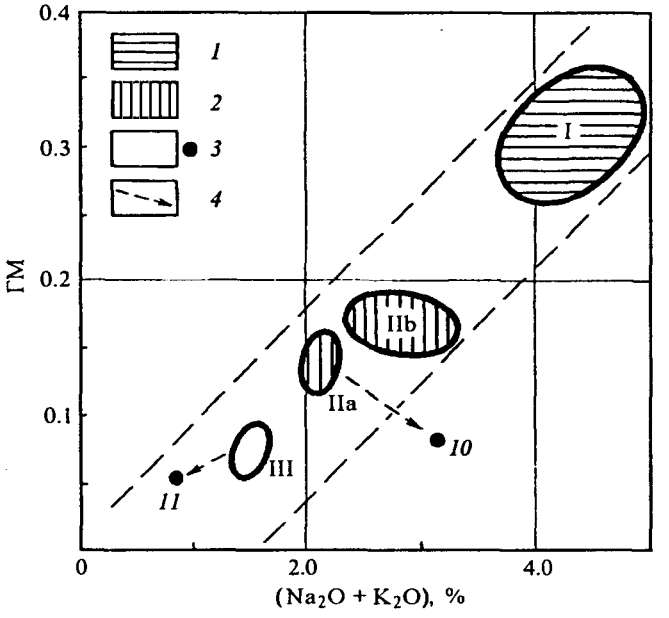


Рис. 32. Модульная диаграмма для кайнозойских кремнистых пород Сахалина. Составлено по данным Р. В. Данченко и Г. Л. Чочия [91, с. 33].

1 – диатомиты, *2* – опоки и кремнистые аргиллиты, *3* – «силициты», *4* – предполагаемое направление процесса окремнения.

диаграмме обособляются отнюдь не 4, а 12 хемотипов – 6 кластеров и 6 единичных составов (рис. 31).

Тип ортокварциты отличается минимальными величинами ГМ, а по щелочности и титанистости распадается на две части: низкощелочных гипертитанистых (кластер Ia) и щелочных относительно низкотитанистых (кластер Ib). Очевидно, что вторые генетически тяготеют к субаркозам и «протокварцитам» – в них еще должны сохраняться полевые шпаты и слюды, а механическая дифференциация минеральных носителей титана и глинозема проявилась еще не сильно. Первая группа ортокварцитов, т. е. мономиктовых кварцевых песков и песчаников, – это по меньшей мере один раз рециклизованные, перемытые остаточные продукты гумидного химического выветривания. В них силикаты практически нацело разложены, а ТМ повышен (табл. 34) вследствие механической дифференциации – отделения тяжелых титансодержащих акцессориев от легких глинистых минералов.

Еще более неоднороден *тип аркозов и субаркозов*: они образуют два смешанных кластера – IIa и IIb. При широких вариациях щелочности (НКМ от < 0.40 до 0.71) можно также заметить разделение этих пород на группы гипотитанистых (ТМ < 0.30) и нормотитанистых (ТМ ~0.050). Такое различие может быть следствием как разной титанистости петрофонда, так и разной «зрелос-

Таблица 35

Химический состав кайнозойских кремнистых пород Сахалина. Составлено по данным Р. В. Данченко и Г. Л. Чочия, 1983 г. [91, с. 33]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	10	11
	Диатомиты (гипосиаллит)	Опоки	Кремнистые аргиллиты	Силициты		Халцедонолит
		Нормосилит		Суперсилит		
n	3	2	3	2		
SiO_2	65.19	79.69	73.77	87.78	85.60	92.30
TiO_2	0.63	0.37	0.35	0.16	0.23	0.12
Al_2O_3	15.33	8.87	8.97	4.29	5.15	2.28
Fe_2O_3	3.25	1.49	1.43	0.91	1.33	1.14
FeO	1.03	0.45	2.06	1.24	0.40	1.40
MnO	0.03	0.01	0.05	0.02	0.05	0.04
MgO	0.96	0.70	1.56	0.50	0.82	0.56
CaO	0.78	0.26	1.39	0.36	0.28	—
Na_2O	1.85	0.66	1.41	0.91	2.36	0.47
K_2O	2.48	1.45	1.43	0.60	0.78	0.39
H_2O^+	5.65	4.04	4.04	1.86	2.44	1.50
P_2O_5	0.11	0.03	0.12	0.04	0.04	0.04
$C_{орг}$	0.86	1.16	1.66	0.49	0.43	0.27
S	0.65	0.54	0.67	0.50	0.60	0.06
Сумма	98.82	99.68	98.90	99.64	100.51	100.57
ГМ	0.31	0.14	0.17	0.08	0.08	0.05
ФМ	0.08	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03
АМ	0.24	0.11	0.12	0.05	0.06	0.02
ТМ	0.041	0.041	0.039	0.036	0.045	0.053
ЖМ	0.27	0.21	0.39	0.49	0.33	1.08
НКМ	0.28	0.24	0.32	0.35	0.61	0.38
ЩМ	0.70	0.50	1.00	1.50	3.00	1.20

ти» аркозов. Столь же сильную гетерогенность обнаруживают *граувакки*, дающие два кластера IIIa, b. Наконец, из *субграувакк и протокварцитов* не удается создать кластера, и все они (ан. 7–12) выступают в качестве индивидуальных составов (или единичных кластеров).

Итак, выделение хемототипов путем кластеризации химических составов, с одной стороны, позволяет заметить тонкие различия пород, незамеченные при литологической типизации, а с другой, наоборот – «отказать в индивидуальности» некоторым литотипам, которые выделялись литологом. Эти данные должны давать ему информацию к размышлению и побуждать к уточнению границ выделяемых таксонов.

В табл. 35 и на рис. 32 обработано 12 анализов кайнозойских кремнистых пород Сахалина (верхний олигоцен–верхний миоцен) [91]. Силициты, опоки и кремнистые аргиллиты (соответственно кластеры III, IIa, IIb) на модульной диаграмме аттестуются как нормо- и суперсилиты, тогда как более глинистые диатомиты (кластер I) оказываются уже гипосиаллитами – на самой границе их с миосилитами (ГМ = 0.31 ± 0.03). Анализ диаграммы позволяет сделать два вывода.

1. Выпадение точек некоторых силицитов (ан. 10) из полосы позитивной корреляции параметров указывает на принадлежность их к какой-то иной совокупности. В данном случае такие породы можно трактовать как вторичные (диагенетические) образования (процесс окремнения, т. е. перераспределения-привноса кремнезема).

2. Близость составов нижнемиоценовых опок курасийской свиты (кластер IIa) и верхнемиоценовых кремнистых аргиллитов пиленгской и курасийской свит (кластер IIb) позволяет считать их образованиями близкородственными (вторые – просто более глинистые разновидности первых), несмотря на отмеченные Р. В. Данченко и Г. Л. Чочия довольно существенные литологические различия тех и других [91, с. 37].

Рассматривая состав карпатских глинистых пород флишевой толщи мела–палеогена, мы замечаем три литохимические особенности (табл. 36, рис. 33).

Во-первых, среди приведенных И. М. Афанасьевой 42 анализов [11] имеется пять составов «кремнистых аргиллитов», в которых величина ГМ ниже порога сиаллитов 0.30. Поскольку эти породы аттестуются как миосилиты (кластеры Ia, b), отнесение их к глинистым породам едва ли правомерно.

Действительно, согласно описанию И. М. Афанасьевой [11, с. 181], литотипы от фтанита до кремнистого аргиллита здесь составляют «единый ряд» по мере понижения содержания свободной SiO_2. Граница «сильноглинистых фтанитов» и «кремнистых аргиллитов» проведена ею по содержанию $SiO_{2св}$ = 50 % в соответствии с рекомендацией И. В. Хворовой [264]. Однако вполне вероятно, что в действительности противоречия с указанной границей нет: при анализах аргиллитов величина $SiO_{2св}$ не определялась [11, с. 172–179], следовательно, при оценке ее содержания были возможны ошибки. Действительно, как видно на рис. 33, из всех «кремнистых аргиллитов» силитами оказались только породы в кластерах Ia, b, тогда как «кремнистые аргиллиты» в кластерах IIa, IIc оказались сиаллитами и псевдосиаллитами.

Во-вторых, среди оставшихся 37 составов 12 – гипогидролизатов и 7 родственных им суперсиаллитов с ГМ 0.50–0.55. В частности, все «филлитовидные аргиллиты» оказались щелочными псевдогидролизатами (4 нижнемеловых, 2 верхнемеловых и 1 эоценовый) – они образуют кластеры IVa, b.

Согласно И. М. Афанасьевой, большинство меловых глинистых пород сложено минеральной ассоциацией «гидрослюда + хлорит», а в эоценовых появляются каолинит, монтмориллонит и смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы (кластеры IIIa, c, и обр. 15). Все же преобладание среди гидролизатов и

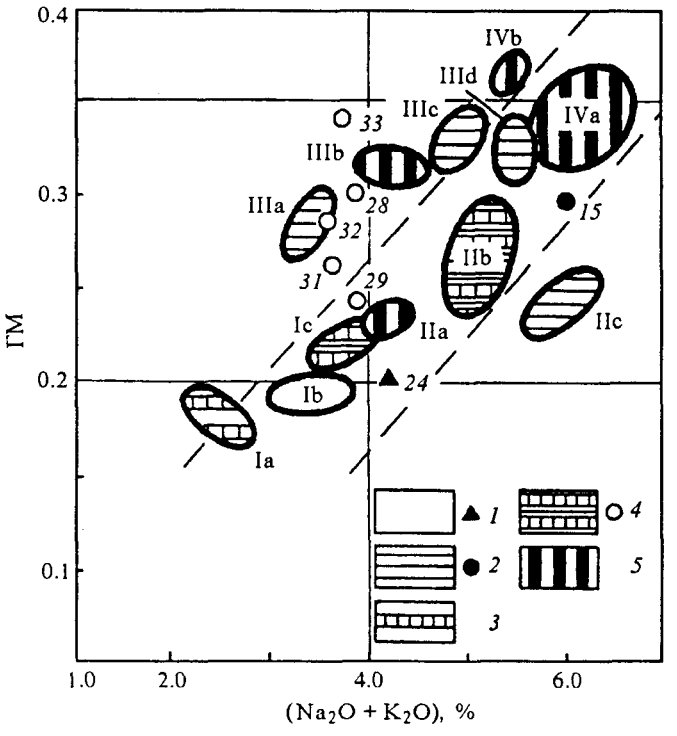


Рис. 33. Модульная диаграмма для меловых и палеогеновых флишевых аргиллитов южного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1979 г. [11, с. 172–179].

Аргиллиты: *1* – просто аргиллиты, *2* – алевритовые, *3* – кремнистые, *4* – известковые, *5* – туфогенные и филлитовидные.

суперсиаллитов щелочных разновидностей ($Na_2O + K_2O > 5$ %) показывает, что главным фактором гидролизатности является гидрослюда, а не каолинит или хлорит.

В-третьих, из этих составов каждый третий оказался магнезиальным (MgO > 3 %), что заставляет относить их либо к псевдосиаллитам (кластеры IIa, IIIb, обр. 31), либо к псевдогидролизатам (кластеры IVa, b, обр. 33). При этом десять из двенадцати магнезиальных пород содержат ощутимое количество карбонатов: CO_2 1.44–10.92 %.

Если назвать «карбонатсодержащими» породы с $CO_2 > 5$ %, то таковыми окажутся силиты кластера Ia и сиаллиты кластеров Ic и IIb, а также серия отдельных составов – обр. 28–29, 31–33. Заметим, что обр. 28 оказывается фосфатоносным! Очевидно, что магнезиальность связана с аутигенным доломитом (или анкеритом) и лишь в 10–15 % случаев ее можно приписать хлориту. При этом один из двух анализов «туфогенных аргиллитов» также оказался псевдосиаллитом, а сами эти породы – марганцовистыми (кластер IIIb).

Все это дает основание думать, что среди карпатских флишевых глинистых пород присутствует гораздо больше

Таблица 36

Химический состав меловых и палеогеновых флишевых аргиллитов южного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1979 г. [11, с. 172—179]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	IIIa	IIIb	IIIc	IIId
	Кремнистые (миосилит)		Известковые (нормосиаллит)	Кремнистые (псевдосиаллит)	Алевритовые	Кремнистые	Аргиллиты (нормосиаллит)	Туфогенные (Mn псевдосиаллит)	Аргиллиты	
					щелочной нормосиаллит				Гипогидролизат	Щелочной гиперсиаллит
n	2	2	2	2	7	2	2	2	4	3
SiO_2	62.27	65.93	56.09	61.77	57.39	60.93	54.47	53.13	52.82	53.13
TiO_2	0.64	0.48	0.57	0.95	0.62	0.56	1.08	0.89	0.90	0.90
Al_2O_3	11.63	14.45	13.76	15.63	18.08	17.13	18.69	19.16	21.00	20.35
Fe_2O_3	2.09	3.19	1.81	2.83	2.20	2.23	3.10	4.09	4.16	3.90
FeO	1.79	0.62	3.15	3.38	3.99	3.31	2.52	4.00	3.42	3.66
MnO	0.03	0.12	0.09	0.06	0.05	0.03	0.09	1.23	0.17	0.06
MgO	2.90	1.89	2.77	3.28	2.50	2.58	1.86	3.19	2.66	2.89
CaO	5.65	1.33	7.62	1.79	2.54	0.67	0.79	0.97	1.50	1.17
Na_2O	0.49	0.68	1.37	1.41	1.78	1.00	0.37	1.05	1.69	1.27
K_2O	2.06	2.78	2.41	2.76	3.34	5.02	3.06	3.21	3.27	4.25
P_2O_5	0.08	0.72	0.15	0.21	0.18	0.12	0.19	0.12	0.08	0.09
H_2O^+	2.93	7.18	4.18	4.41	3.41	5.65	9.70	6.60	5.10	4.96
CO_2	6.62	0.47	5.81	1.40	3.54	0.65	5.42	2.30	3.24	3.34
$S + SO_3$	1.41	2.76	0.14	0.21	0.72	0.46	1.61	0.10	0.22	0.26
Сумма	100.56	102.55	99.89	100.05	100.33	100.29	102.91	100.02	100.21	100.21
ГМ	0.26	0.29	0.35	0.37	0.43	0.38	0.47	0.55	0.56	0.54
ФМ	0.11	0.09	0.14	0.15	0.15	0.13	0.14	0.21	0.19	0.20
АМ	0.19	0.22	0.25	0.25	0.32	0.28	0.34	0.36	0.40	0.38
ТМ	0.055	0.033	0.041	0.061	0.034	0.032	0.058	0.046	0.043	0.044
ЖМ	0.32	0.26	0.35	0.38	0.33	0.31	0.29	0.46	0.35	0.36
НКМ	0.22	0.24	0.27	0.27	0.28	0.35	0.18	0.22	0.24	0.27
ЩМ	0.20	0.20	0.60	0.50	0.50	0.20	0.10	0.30	0.50	0.30

Таблица 36 (*продолжение*)

Окислы и модули	IVa	IVb	15	24	28	29	31	32	33
	Филлитовидные аргиллиты (щелочной псевдогидролизат)		Алевритовый аргиллит (щелочной суперсиаллит)	Кремнистый аргиллит (миосилит)	Известковые аргиллиты				
					Фосфатный суперсиаллит	Нормосиаллит	Карбонатный псевдосиаллит	Нормосиаллит	Псевдогидролизат
n	5	2							
SiO_2	52.12	49.39	54.18	67.02	44.16	51.85	44.02	49.02	44.72
TiO_2	0.86	1.18	0.68	0.90	0.79	0.20	0.72	0.54	0.53
Al_2O_3	22.31	22.59	19.63	14.30	15.60	14.61	13.28	17.34	17.29
Fe_2O_3	3.02	5.17	2.34	2.71	1.97	1.39	0.91	3.49	2.73
FeO	4.03	2.15	4.42	2.48	4.02	4.00	4.09	2.08	5.65
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.09	—	0.06
MgO	3.07	3.27	1.80	0.46	2.79	2.97	4.10	2.96	4.12
CaO	0.76	1.20	0.43	2.37	11.50	8.12	11.06	8.90	8.30
Na_2O	1.15	1.13	1.40	0.96	0.85	1.07	0.95	2.90	0.65
K_2O	4.97	4.33	4.63	3.26	3.04	2.83	2.69	0.70	3.17
P_2O_5	0.18	0.41	0.68	0.12	6.44	0.05	0.12	0.09	0.32
H_2O^+	6.29	6.65	6.22	4.23	3.91	5.26	5.12	3.48	3.38
CO_2	1.04	2.71	3.52	1.42	5.09	7.92	10.92	8.00	9.02
$S+SO_3$	0.68	0.05	0.29	0.01	0.23	0.03	0.75	0.03	—
Сумма	100.53	100.27	100.27	100.28	100.45	100.37	98.82	99.53	99.94
ГМ	0.58	0.63	0.50	0.30	0.51	0.39	0.43	0.48	0.59
ФМ	0.19	0.21	0.16	0.08	0.20	0.16	0.21	0.17	0.28
АМ	0.43	0.46	0.36	0.21	0.35	0.28	0.30	0.35	0.39
ТМ	0.039	0.052	0.035	0.063	0.051	0.014	0.054	0.031	0.031
ЖМ	0.31	0.31	0.34	0.34	0.37	0.37	0.36	0.31	0.47
НКМ	0.27	0.24	0.31	0.30	0.25	0.27	0.27	0.21	0.22
ЩМ	0.20	0.30	0.30	0.30	0.30	0.40	0.40	4.10	0.20

«туфогенных аргиллитов», чем это устанавливается только литологическими методами. Мы полагаем, что все магнезиальные разновидности следует аттестовать как туфогенные. Если выборка И. М. Афанасьевой представительна по отношению к распространенности глинистых пород в разрезе, то получается, что на долю туфогенных аргиллитов придется до 1/4 всех глинистых пород карпатского флиша! Это далеко не тривиальное заключение — результат литохимического исследования. Итак, литохимическая обработка данных И. М. Афанасьевой позволяет сделать три следующих вывода.

1. Часть выделенных нами хемотипов-кластеров отвечает определенным литотипам: кремнистым аргиллитам (Ia, b, IIa, c), аргиллитам (IIId), алевритовым аргиллитам (IIb), туфогенным аргиллитам (IIIb), филлитовидным аргиллитам (IVa). Другими словами, эти группы литотипов имеют достаточно четкую химическую индивидуальность.

2. Почти половина кластеров (5 из 12) отвечает смеси литотипов, что позволяет обоснованно предположить неточности при выделении литотипов.

3. Имеет место широкая распространенность пирогенной примеси в осадочных толщах, и, как можно думать, ее значительное эпигенетическое изменение (доломитизация).

В табл. 37 и на рис. 34 даны *средние* составы нижнерифейских доломитовых, терригенно-карбонатных и терригенных пород Южного Урала, сопровождающих магнезиты [258]. Необходимость считаться с присутствием карбонатного железа заставляет для кластеризации использовать АМ вместо ГМ. Выясняется, что чистые доломиты (кластеры II, IV) и известковые доломиты (V, VI) имеют близкие значения АМ (0.19–0.24) при существенных различиях щелочности (НКМ 0.25–0.46). В общем, наиболее щелочные породы в кластерах IV, V и наиболее титанистые.

Любопытно отличие пород терригенно-карбонатных (кластеры VII и VIII) от глинистых (I). Ясно, что они не образуют единого ряда: карбонаты содержат алевритовую или песчаную примесь (низкий АМ!), а не глинистую. Заметим, что это обстоятельство весьма характерно для древних карбонатных пород, например для среднерифейской(?) щекурьинской и верхнерифейской мороинской свит на Приполярном Урале [75, 95]. Аномальные значения НКМ, как в ан. 5 (среднее из 73 анализов уреньгинской свиты), могут быть и результатом аналитической погрешности (?!), так как содержания глинозема очень низки. Но нельзя исключить и присутствия каких-то экзотических форм щелочей, например карбонатной.

Но, пожалуй, наиболее примечательной особенностью рис. 34 является то, что практически все средние составы литотипов, выделенных Л. П. Урасиной и др. [258, с. 104–105] традиционными литологическими методами, соответствуют отдельным хемотипам, т. е. прекрасно индивидуализируются на модульной диаграмме НКМ–АМ. Только составы «силикатно-карбонатных пород» Саткинского месторождения (т. 15, $n = 14$) и «доломитовых известняков» (т. 11, $n = 38$) оказались здесь неразличимы.

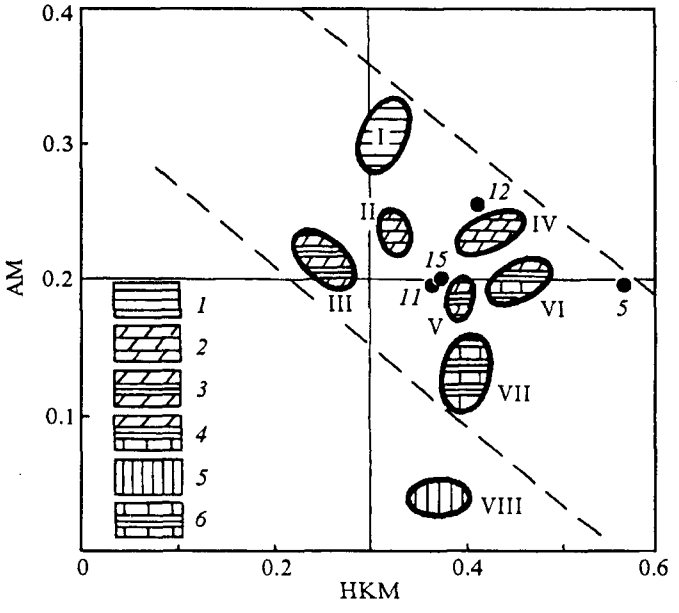


Рис. 34. Модульная диаграмма для средних составов карбонатных и других пород из магнезитоносных разрезов рифея Южного Урала. Составлено по данным Л. П. Урасиной и др., 1993 г. [258, с. 104–105].

1 – алюмосиликатные породы, *2* – чистые доломиты, *3* – доломиты с силикатной примесью, *4* – доломиты и известняки с силикатной примесью, *5* – силикатно-карбонатные породы, *6* – карбонатно-силикатные породы.

В табл. 38 и на рис. 35 обработано 18 приведенных О. С. Ломовой [160] анализов кайнозойских и карбоновых палыгорскитовых глин. Большинство составов отличается высокой магнезиальностью, (MgO = 3.5–12.1 %) и аттестуется как псевдосиаллиты и псевдосилиты. Если пренебречь заметно повышенной титанистостью двух образцов, то третичные палыгорскитовые глины образуют две довольно четкие группы: эоценовые пелагические глины Восточной Атлантики (кластер III) и миоценовые глины Черкасского месторождения Украины (Ia, b). Точки составов карбоновых глин Подмосковья оказываются очень близки к кластеру Ib, образуя маленький кластер II. При этом составы «континентальных» глин формируют полосу негативной корреляции параметров (с выбросом из нее аномальных карбоновых обр. 16 и 17), тогда как океанические глины оказываются за пределами этой полосы. Такое различие позволяет усомниться в том, что третичные глины, согласно О. С. Ломовой, принадлежат к одному и тому же генетическому типу («камуфлированный вулканогенно-осадочный»). Таким образом, литохимический анализ побуждает к размышлению: в чем причина различий глин одного (?) генотипа? Почему, казалось бы, единый литотип миоценовых глин оказывается столь неоднородным?

Таблица 37

Химический состав карбонатных и других пород из магнезитоносных разрезов нижнего рифея, Южный Урал. Составлено по данным Л. П. Урасиной и др., 1993 г. [258, с. 104—105]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	5	11	12	15
	Алюмосиликатные породы (псевдосиаллит)	Чистые доломиты	Силикатсодержащие доломиты	Чистые доломиты	Силикатсодержащие доломиты	Доломиты и известняки	Силикатно-карбонатные породы	Карбонатно-силикатные породы (карбонатный псевдосилит)	Чистые доломиты	Доломиты и известняки	Известняки	Силикатно-карбонатные породы
		Карбонатолит							Карбонатолит			
n	348	181	64	133	87	97	507	104	73	38	7	14
SiO_2	57.83	1.45	2.70	1.45	3.70	4.75	12.42	48.30	1.50	6.50	7.70	14.20
TiO_2	0.79	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	0.09	0.12	0.02	0.04	0.09	0.10
Al_2O_3	17.83	0.35	0.60	0.35	0.70	0.95	1.74	2.10	0.30	1.30	2.00	2.90
Fe_2O_3	2.77	0.10	0.15	0.25	0.45	0.55	0.60	0.45	0.30	1.30	4.00	0.50
FeO	2.77	0.45	1.25	0.50	0.85	0.75	1.08	1.15	0.70	2.80	0.60	0.50
MnO	0.03	0.03	0.09	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.20	0.09	0.01
MgO	3.27	21.90	21.60	21.55	20.75	11.80	13.80	10.50	21.00	14.40	3.70	18.30
CaO	3.10	29.30	28.15	29.50	28.80	38.00	30.96	18.75	29.70	32.50	42.50	23.80
Na_2O	0.94	0.05	0.07	0.07	0.10	0.08	0.18	0.20	0.05	0.06	0.15	0.10
K_2O	4.66	0.07	0.09	0.09	0.19	0.35	0.51	0.59	0.12	0.42	0.68	0.99
P_2O_5	0.080	0.010	0.013	0.026	0.030	0.035	0.043	0.034	0.019	0.040	0.100	0.037
П.п.п.	6.48	46.22	44.91	46.30	44.56	42.59	38.60	17.41	46.20	41.31	38.27	38.87
Сумма	100.56	99.95	99.63	100.15	100.22	99.93	100.07	99.62	99.96	100.87	99.88	100.31
ГМ	0.42	0.64	0.83	0.81	0.57	0.50	0.29	0.08	0.91	0.87	0.88	0.28
ФМ	0.15	15.63	8.68	15.54	5.96	3.25	1.23	0.26	14.67	2.85	1.08	1.36
АМ	0.31	0.24	0.22	0.24	0.19	0.20	0.14	0.04	0.20	0.20	0.26	0.20
ТМ	0.045	0.054	0.044	0.088	0.086	0.043	0.049	0.055	0.067	0.031	0.045	0.034
ЖМ	0.30	1.49	2.67	2.10	1.77	1.37	0.97	0.75	3.28	3.21	2.24	0.34
НКМ	0.31	0.33	0.25	0.43	0.40	0.46	0.40	0.37	0.57	0.37	0.42	0.38
ЩМ	0.20	0.80	0.80	0.80	0.50	0.20	0.40	0.30	0.40	0.10	0.20	0.10

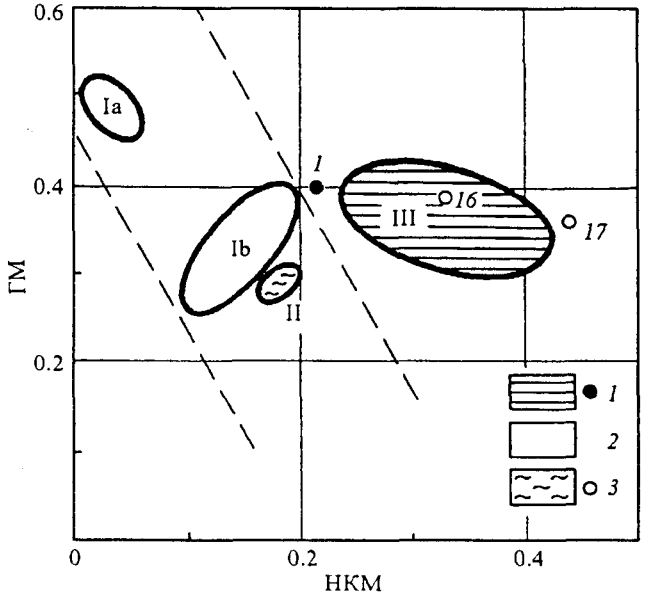


Рис. 35. Модульная диаграмма для палыгорскитовых глин двух генотипов. Составлено по данным О. С. Ломовой, 1979 г. [160, с. 54–107].

1 – эоценовые пелагические глины Восточной Атлантики (камуфлированный вулканогенно-осадочный тип), *2* – миоценовые глины Черкасского месторождения Украины (тот же тип), *3* – средне- и верхнекарбоновые карбонатсодержащие глины Подмосковья (хемогенно-эвапоритовый тип).

Еще более сложная картина взаимоотношений «литотипы–хемотипы» наблюдается при обработке данных по кремнистым породам мел-палеогенового флиша Карпат. Хотя литолог различает здесь четыре литотипа силицитов [10], все выделяемые на модульной диаграмме ТМ–ЖМ кластеры оказываются смешанными (объединяющими разные литотипы), и лишь случайно их тоже оказывается четыре (рис. 36, табл. 39). Это означает, что литологическая информация здесь недостаточно детальна и требует уточнения.

Кластер I образуют глинистые силициты, кремни, радиоляриты, опоковидные силициты. Это породы гипотитанистые и норможелезистые. Кластер II включает фтаниты, глинистые фтаниты и кремни. Эти породы более железистые и гипертитанистые. Кластер III образован фтанитами и кремнями с максимальными титанистостью и железистостью. Кластер IV включает фтаниты, кремни, радиоляриты.

Если ориентироваться по сиаллитовому стандарту, то можно отметить две геохимические особенности карпатских силицитов: а) повышенную железистость (много составов супер- и гипержелезистых, а в восьми анализах из 20 величина ЖМ > 1); б) повышенную титанистость (половина составов супер- и гипертитанистых, а в 3 анализах из 20 величина ТМ > 0.100. При этом содержания титана и железа могут быть весьма убогими; например, во фтанитах

Таблица 38

Химический состав палыгорскитовых глин двух генотипов. Составлено по данным О. С. Ломовой, 1979 г. [160, с. 54—107]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	III	I	16	17
	Глины		Карбонатные глины (псевдосилит)	Пелагические глины	Пелагическая глина	Карбонатные глины	
	Суперсиаллит	Псевдосиаллит		(псевдосиаллит)		Щелочной псевдосиаллит	Карбонатолит
n	2	5	2	6			
SiO_2	51.95	55.79	49.11	52.49	51.98	53.63	12.05
TiO_2	0.85	0.44	0.50	0.63	0.08	0.62	0.09
Al_2O_3	18.42	11.01	11.15	11.56	13.26	15.30	1.73
Fe_2O_3	6.35	6.13	2.92	6.43	7.65	4.99	2.58
FeO	0.05	0.14	0.20	0.25	0.20	0.34	0.05
MnO	0.03	0.11	0.01	0.04	0.08	0.01	0.02
MgO	2.70	5.47	10.77	6.35	4.76	4.57	2.42
CaO	1.72	1.24	3.16	1.24	2.08	1.09	43.96
Na_2O	0.28	0.27	0.14	1.81	1.17	0.25	0.30
K_2O	0.35	1.29	1.92	1.99	1.68	4.82	0.46
H_2O^+	7.09	7.56	9.10	8.82	9.86	6.72	2.99
H_2O^-	10.04	10.25	6.70	6.35	6.79	7.33	1.47
CO_2	0.00	0.00	3.60	0.17	0.17	0.00	32.25
P_2O_5	0.08	0.10	0.18	0.71	0.51	0.01	0.07
C	0.14	0.17	0.15	0.52	0.05	0.20	0.14
Сумма	100.01	99.96	100.44	101.90	100.32	100.47	100.58
ГМ	0.49	0.32	0.30	0.36	0.41	0.40	0.37
ФМ	0.18	0.21	0.28	0.25	0.24	0.18	0.42
АМ	0.35	0.20	0.23	0.22	0.26	0.29	0.14
ТМ	0.046	0.040	0.044	0.055	0.006	0.041	0.052
ЖМ	0.33	0.56	0.27	0.55	0.59	0.34	1.46
НКМ	0.03	0.14	0.18	0.33	0.21	0.33	0.44
ЩМ	0.80	0.20	0.10	0.90	0.70	0.10	0.70

Примечание. Кластер II: F = 0.86; кластер III: Cl = 1.19, SO_3 = 1.35, F = 0.59.

содержится всего 0.01–0.08 % TiO_2. Обе особенности связаны с наличием пирогенной примеси.

На рис. 37, 38 значения литохимических модулей сопоставлены с важной литологической характеристикой кремневых пород – содержанием свободной кремнекислоты (SiO_2св). Как известно, эта величина используется в литологической систематике кремневых пород в качестве дополнительного классификационного параметра. Если значения величины SiO_2св очень тесно коррелируют со значениями модулей, то в использовании последних (при наличии фазового анализа), очевидно, нет необходимости. Как видно из

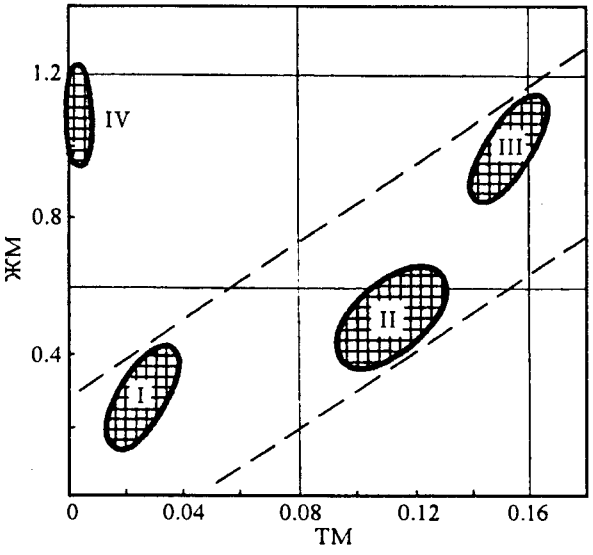


Рис. 36. Модульная диаграмма для кремневых пород палеогенового флиша северного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1983 г. [10, с. 144–146]

рис. 37, только для графика с ГМ имеется четкая отрицательная корреляция, ибо величина ГМ в силицитах определяется главным образом знаменателем (SiO_2). Впрочем, и на этом графике видно, что разные литотипы (например, «глинистые фтаниты» и «кремни») могут иметь очень близкие содержания SiO_2св. Что касается модулей НКМ, ЖМ и ТМ (рис. 38), то они вовсе не коррелируют с величиною SiO_2св. Это значит, что данный показатель не может заменить модули.

Весьма любопытно различие силицитов с разной титанистостью. В нормотитанистых силицитах величина ТМ почти не связана с SiO_2св, а в гипертитанистых силицитах (ТМ > 0.100) по мере роста SiO_2св титанистость нарастает. Эта группа представлена фтанитами и глинистыми фтанитами.

Интересно, что исследование другой выборки – по южному склону Украинских Карпат, включающей и меловые силициты [11], выявило явную нелинейность зависимости ГМ от величины SiO_2св. Оказывается, для трех литотипов (фтанитов, глинистых фтанитов и сильноглинистых фтанитов) наклон прямой регрессии ГМ на SiO_2св. различен. Это значит, что статистическое объединение этих, казалось бы, образующих единую генетическую серию пород было бы сомнительным.

Еще более сложную картину дают типичные «геосинклинальные» силициты (яшмы и яшмоиды), в которых весьма заметна пирогенная (обычно эксгалятивная) примесь.

В Северных Мугоджарах развит девонский кремнисто-долеритовый куркудукский осадочно-вулканогенный комплекс мощностью 300–500 м, который трактуется как палеоокеанический. На долю

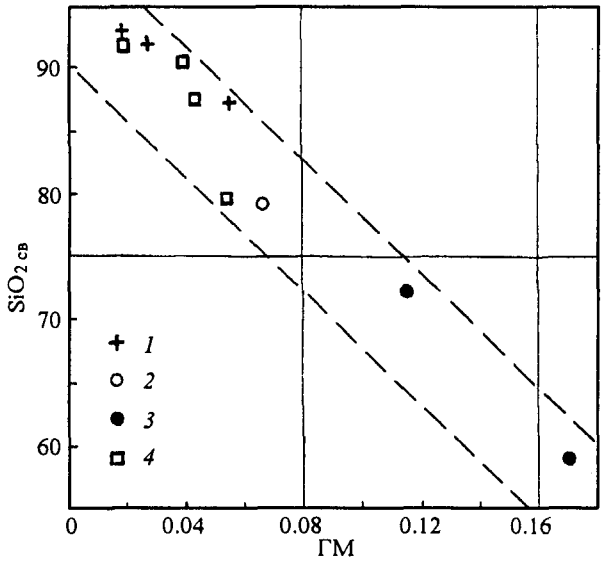


Рис. 37. Соотношение содержания SiO_2св и ГМ в кремневых породах южного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1983 г. [10, с. 144–146].

1 – фтаниты, *2* – глинистые фтаниты и радиоляриты, *3* – сильноглинистые фтаниты, *4* – песчаники.

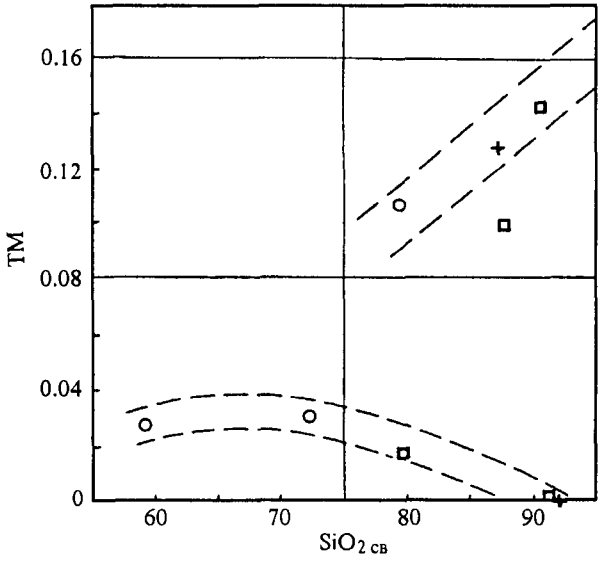


Рис. 38. Соотношение содержания SiO_2св и ТМ в кремневых породах южного склона Украинских Карпат.

Усл. обозн. см. на рис. 37.

Таблица 39

Средний химический состав кремневых пород палеогенового флиша северного склона Украинских Карпат.
Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1983 г. [10, с. 144—146]

Окислы и модули	I	II	III	IV
	Нормосилит	Гиперсилит		
SiO_2	79.93	89.06	93.41	93.33
TiO_2	0.18	0.32	0.18	0.00
Al_2O_3	6.30	2.84	1.18	0.98
Fe_2O_3	1.52	0.84	0.55	0.56
FeO	0.76	0.81	0.72	0.51
MnO	0.03	0.06	0.04	0.04
MgO	1.56	0.75	0.49	0.48
CaO	3.10	1.12	0.47	0.69
Na_2O	0.37	0.27	0.20	0.20
K_2O	0.97	0.52	0.37	0.12
H_2O	5.11	1.47	1.18	1.84
P_2O_5	0.00	0.09	0.03	0.02
CO_2	0.62	1.03	0.60	1.15
S	0.13	0.17	0.11	0.25
SO_3	0.04	0.01	0.11	0.05
$C_{орг}$	0.12	0.45	0.48	0.49
Сумма	100.74	99.81	100.07	100.69
$SiO_{2\,св}$	70.48	84.79	91.64	91.85
ГМ	0.11	0.05	0.03	0.02
ФМ	0.05	0.03	0.02	0.02
АМ	0.08	0.03	0.01	0.01
ТМ	0.028	0.113	0.149	0.000
ЖМ	0.36	0.54	0.96	1.12
НКМ	0.21	0.28	0.48	0.32
ЩМ	0.40	0.50	0.50	1.70

осадочных пород – красноцветных силицитов – здесь приходится 30–35 % объема комплекса [108]. Для характеристики кремневых пород комплекса и сравнения их с кремневыми осадками Тихого океана Е. В. Зайкова нанесла точки *средних составов* (*n* от 2 до 13) на диаграмму в координатах «(Fe + Mn) / Ti–Σ Fe, %». Несмотря на хаотическое расположение точек на графике, она выделила породы трех вещественно-генетических типов: осадочные (I), гидротермально-осадочные (II) и промежуточные, *«с существенной примесью гидротермального материала»* (III).

Модуль (Fe + Mn) / Ti – это известный модуль ЖМТ, предложенный Н. М. Страховым для различения осадков существенно терригенных (ЖМТ обычно < 20) от существенно гидротермальных

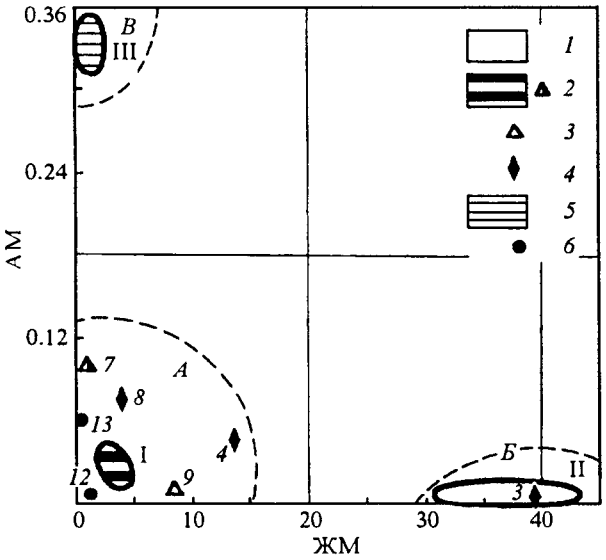


Рис. 39. Модульная диаграмма для кремнистых пород куркудукского комплекса Северных Мугоджар и тихоокеанских осадков. Составлено по данным Е. В. Зайковой, 1985 г. [108, с. 1207]

1–4 – куркудукский комплекс, породы: железисто-кремнистые (*1*), яшмы и силициты (*2*), глинисто-кремнистые (*3*), кремнисто-железистые (*4*); *5–6* – осадки Тихого океана: глинисто-кремнистые (*5*) и кремнистые (*6*).

(ЖМТ обычно > 25). Этот модуль имеет два очевидных недостатка. Во-первых, в нем отсутствует алюминий – компонент ничуть не менее терригенный, чем титан. Во-вторых, и титан не является таким уж четким показателем «терригенности», потому что в осадках океанов нередко присутствует высокотитанистая базальтовая пирокластика. Эти причины сильно сужают сферу применения ЖМТ для диагностических целей. Однако Е. В. Зайкова справедливо заметила, что *«гидротермально-осадочные породы отличаются от осадочных также низким содержанием окиси алюминия и соответственно высоким значением отношения* SiO_2 / Al_2O_3 *... что говорит о незначительной примеси в них силикатного материала»* [108, с. 1208].

Чтобы учесть оба диагностических параметра (железистость и глиноземистость), мы нанесли данные Е. В. Зайковой на график ЖМ–АМ. На таком графике можно ожидать, что в ряду осадков от существенно терригенных (алюмосиликатных) к существенно гидротермальным (марганцево-железистым) должна наблюдаться негативная корреляция параметров. В итоге обработки данных (заметим, что 11 из 12 анализов являются *средними* из 3–13) получилась картина, показанная на рис. 39 и в табл. 40.

Кластеры I и II и составы 3, 4, 7–9 представляют девонские силициты Северных Мугоджар, а кластер III и составы 12, 13 – осадки Тихого океана. Девонские сили-

Таблица 40

Химический состав различных типов кремнистых пород, куркудукский комплекс, Муголжары. Составлено по данным Е. В. Зайковой, 1985 г. [108, с. 1207]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	3	4	7	8	9	12	13
	Железисто-кремнистые породы	Яшмы и силициты	Глинисто-кремнистые осадки Тихого океана (Mn гипогидролизат)	Кремнисто-железистые породы		Силициты, аргиллиты, алевролиты (миосилит)	Железисто-кремнистые породы (сиферлит)	Яшмы с гидротермальным материалом (нормосилит)	Кремни Тихого океана (гиперсилит)	Слоистые силициты Тихого океана (нормосилит)
	Нормосилит			миосилит	гипогидролизат					
m	16	10	4	13	9	6	7	5	4	6
n	2	2	2							
SiO_2	88.38	84.05	46.97	79.41	50.63	71.15	62.58	85.83	91.77	79.81
TiO_2	0.01	0.12	0.86	0.01	0.16	0.44	0.31	0.09	0.16	0.29
Al_2O_3	0.25	2.38	15.87	0.43	2.62	7.46	4.97	0.89	1.07	5.30
Fe_2O_3	6.39	4.66	12.43	13.72	36.10	6.30	20.35	5.56	1.60	2.56
FeO	2.76	2.97	0.36	3.53	2.10	2.47	1.53	2.77	0.27	0.64
MnO	0.06	0.12	1.83	0.09	0.20	0.28	0.16	0.09	0.01	0.19
MgO	0.12	1.29	2.82	0.16	0.70	2.88	1.16	0.56	0.43	1.37
CaO	0.91	1.54	2.47	1.32	3.47	1.37	3.02	1.30	1.03	0.98
Na_2O	0.07	0.28	1.17	0.17	0.11	1.12	0.45	0.19	0.39	1.40

Таблица 40 (*продолжение*)

Окислы и модули	Ia	Ib	II	3	4	7	8	9	12	13
	Железисто-кремнистые породы	Яшмы и силициты	Глинисто-кремнистые осадки Тихого океана (Mn гипогидролизат)	Кремнисто-железистые породы		Силициты, аргиллиты, алевролиты (миосилит)	Железисто-кремнистые породы (сиферлит)	Яшмы с гидротермальным материалом (нормосилит)	Кремни Тихого океана (гиперсилит)	Слоистые силициты Тихого океана (нормосилит)
	Нормосилит			миосилит	гипогидролизат					
K_2O	0.07	0.12	2.54	0.07	0.17	0.38	0.39	0.13	0.24	1.15
P_2O_5	0.06	0.15	0.17	0.07	0.31	0.40	0.44	0.26	0.07	0.19
П. п. п.	0.82	2.12	12.73	1.01	3.25	5.47	4.48	2.00	2.98	6.16
Сумма	99.86	99.76	100.19	99.99	99.82	99.72	99.84	99.67	100.02	100.04
ГМ	0.11	0.12	0.67	0.22	0.81	0.24	0.44	0.11	0.03	0.11
ФМ	0.10	0.11	0.33	0.22	0.77	0.16	0.37	0.10	0.03	0.06
АМ	0.00	0.03	0.34	0.01	0.05	0.10	0.08	0.01	0.01	0.07
ТМ	0.026	0.051	0.054	0.023	0.061	0.059	0.062	0.101	0.0150	0.055
ЖМ	35.87	3.10	0.87	39.41	13.81	1.15	4.17	8.59	1.52	0.61
НКМ	0.52	0.16	0.23	0.56	0.11	0.20	0.17	0.36	0.59	0.48
ЩМ	1.00	2.40	0.50	2.40	0.60	2.90	1.20	1.50	1.60	1.20

Примечание. Здесь и далее *m* — число предварительно усредненных анализов.

циты резко дифференцируются по величине ЖМ: «железисто-кремнистые породы» кластера II имеют ЖМ около 36, тогда как «яшмы и силициты» кластера I – всего около трех. Часть тихоокеанских осадков (более глинистые) вошла в кластер III, тогда как неогеновые кремнистые осадки прикалифорнийской части Тихого океана (ан. 12, 13) отличаются от них не только убогими содержаниями глинозема, но и большей щелочностью (НКМ 0.48–0.59 против 0.23) и натровостью (ЩМ 1.2–1.6 против 0.46), что характерно для гидротермальных существенно кремнистых образований.

Как видим, ожидавшейся линейной негативной корреляции не наблюдается. Реальная картина более сложная, позволяющая выделить на графике ЖМ–АМ три поля.

Поле А: породы относительно низкожелезистые (ЖМ < 15) и низкоглиноземистые (АМ < 0.12). Хотя количество хемотипов в поле *А* не меньше, чем литотипов (гиперсилиты, нормосилиты, миосилиты, сиферлиты, гипогидролизаты), но они плохо корреспондируются с литотипами.

Сюда попадают: составы девонских «железисто-кремнистых» (кластер I и ан. 3), «кремнисто-железистых» (ан. 4, 8) и «глинисто-кремнистых» (ан. 3) пород, «силицилитов, аргиллитов, алевролитов» (ан. 7), а также неогеновые «слоистые силицитолиты» Тихого океана. Несмотря на такое разнообразие литотипов, следует признать, что фигуративные точки в пределах довольно обширного поля А располагаются хаотично.

Поле Б: породы высокожелезистые и низкоглиноземистые. Оно представлено только девонскими «яшмами и силицитами» (кластер II) и «кремнисто-железистыми породами» (ан. 3), содержащими около 17 % $Fe_2O_3 + FeO$.

Поле В: породы низкожелезистые и относительно глиноземистые. Оно представлено (кластер III) только глубоководными осадками западной части Тихого океана – глинистыми и глинисто-кремнистыми. В отличие от кремней-нормосилитов эти осадки аттестуются как марганцовистые гипогидролизаты. Они отличаются высоким значением ГМ (вследствие суммирования заметных содержаний и глинозема, и железа) и повышенным содержанием MnO – в среднем 1.83 %.

Таким образом, обработка данных Е. В. Зайковой с помощью модульной диаграммы ЖМ–АМ показала, что часть уральских девонских силицитов и часть глубоководных осадков Тихого океана четко индивидуализируются по химическому составу (поля *Б* и *В*), тогда как часть уральских и тихоокеанских силицитов оказывается в пределах одного и того же поля *А* (смесь литотипов), что может указывать на генетическое единство этих пород.

5.3. Неполное совпадение хемотипов с литотипами

В приведенных выше примерах литотипы либо в основном совпадали с независимо выделяемыми хемотипами, либо совпадение было неполным, с теми или иными осложнениями. Почти все такие случаи позволяют получить нетривиальную информацию о литотипах, которую мы и рассмотрим.

Таблица 41

Химический состав «красноцветной карбонатной ассоциации». Составлено по данным В. С. Ерофеева, и Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 187, 188]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	118	121	124
	Пески и песчаники (карбонатный псевдосиаллит)	Глины и песчаники (нормосиаллит)	Глины и аргиллиты (псевдосиаллит)	Алевролиты и щебеночник (суперсиаллит)	Глины и аргиллиты (карбонатный нормосиаллит)	Глинистый мергель (псевдосиаллит)	Алевриты и алевролиты (миосилит)
n	2	7	6	2			
SiO_2	45.91	57.57	49.98	54.12	43.91	37.10	68.31
TiO_2	0.73	0.86	0.72	0.69	0.52	0.60	0.77
Al_2O_3	12.42	16.49	14.31	17.55	10.92	12.05	12.35
Fe_2O_3	4.74	6.42	5.41	8.18	4.19	6.74	4.34
FeO	0.63	0.89	0.73	1.29	0.65	—	0.91
MnO	0.10	0.12	0.10	0.09	0.08	0.08	0.07
MgO	3.46	2.52	3.23	1.61	2.87	3.02	1.72
CaO	10.58	1.88	7.08	3.46	11.47	16.25	1.61
Na_2O	1.46	1.68	1.44	1.80	1.45	0.11	1.72
K_2O	2.17	2.46	2.84	1.40	2.42	2.12	2.02
P_2O_5	0.13	0.12	0.17	0.11	0.14	0.20	0.15
П. п. п.	16.90	8.75	13.72	9.94	21.08	22.20	6.37
Сумма	99.20	99.76	99.73	100.22	99.70	100.47	100.34
ГМ	0.41	0.43	0.43	0.51	0.37	0.52	0.27
ФМ	0.19	0.17	0.19	0.20	0.18	0.26	0.10
АМ	0.27	0.29	0.29	0.32	0.25	0.32	0.18
ТМ	0.058	0.052	0.050	0.039	0.048	0.050	0.062
ЖМ	0.42	0.43	0.42	0.52	0.43	0.54	0.41
НКМ	0.29	0.25	0.30	0.18	0.35	0.19	0.30
ЩМ	0.70	0.70	0.50	1.30	0.60	0.10	0.90

Даже в ситуациях, когда хемотипы оказываются *смесью литотипов*, иногда удается получить генетическую интерпретацию. Весьма характерным примером являются миоцен-раннеплиоценовые континентальные красноцветы, пояс которых протягивается на тысячи километров в Азии от предгорьев Гималаев до Урала и далее уходит в Южную Европу вплоть до Греции. Это в основном пролювиальные отложения, реже аллювиально-озерные. Характерно присутствие значительного количества карбонатов в терригенных породах – в форме кальцитовых фитоморфоз (журавчиков), кальцитовых и доломитовых микроконкреций. Силикатные частицы алевропелитовой размерности окружены пленками окисдов железа. Глинистое вещество в основном монтмориллонит-гидрослюдистое, примеси каолинита и хлорита обычно аллотигенные. Эта *«красноцветная карбонатная ассоциация»*, как пишут В. С. Ерофеев и И. И. Цеховский, представляет собой *«пример литогенети-*

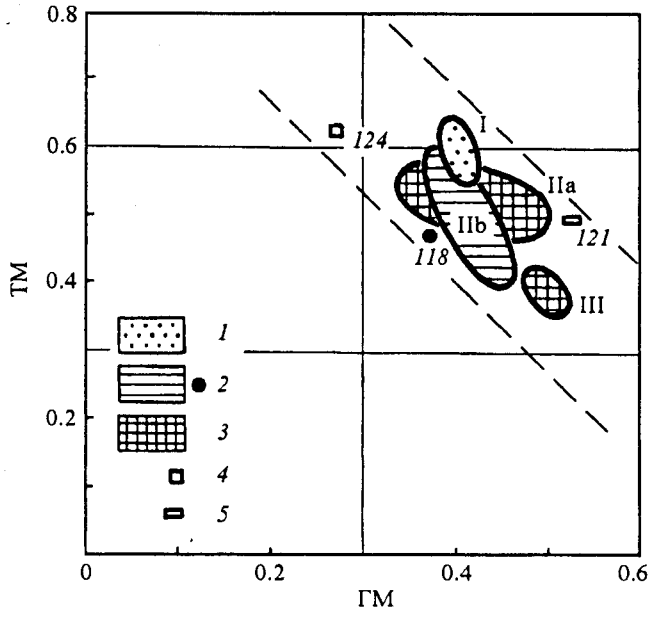


Рис. 40. Модульная диаграмма для «красноцветной карбонатной ассоциации». Составлено по данным В. С. Ерофеева, Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 187, 188].
1 – пески и песчаники, *2* – глины и аргиллиты, *3* – смесь литотипов, *4* – алевриты и алевролиты, *5* – мергели.

ческого процесса, колоссального по масштабу охвата территории, сложившегося по определенному типу» [104, с. 8].

В табл. 41 обработано 20 анализов красноцветных пород. Вследствие присутствия монтмориллонита и доломита почти половина составов аттестуются как магнезиальные (псевдосиаллиты) и карбонатные (CaO 6–16 %).[3] Картина на модульной диаграмме (рис. 40) обнаруживает весьма характерную особенность – слабую химическую дифференциацию литотипов. Во-первых, близко располагаются (и даже перекрываются) составы песчаных (кластер I) и глинистых пород (IIb). Во-вторых, 13 составов из 20 образуют смешанные кластеры: песчаники + аргиллиты (кластер IIa), алевролиты + щебеночники (III). Хаотичность графика усугубляется присутствием карбонатных составов (обр. 121, 118), не подлежащих усреднению. И только один алевролит (обр.124, Зайсанский прогиб) обнаруживает повышенный ТМ – вероятный признак динамической сортировки материала (аллювий?).

Итак, слабое «разрешение» литотипов на модульных диаграммах объясняется слабой дифференциацией обломочного материала в

[3] При отсутствии в анализах CO_2 такую аттестацию приходится давать по CaO, что в случае присутствия гипса может оказаться ошибочным.

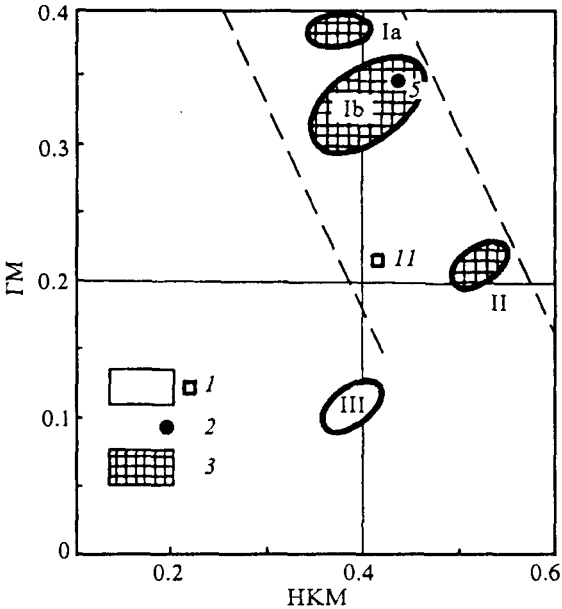


Рис. 41. Модульная диаграмма для терригенных пород Сахалина. Составлено по данным Н. Г. Бродской и др., 1979 г. [193, с. 111–113].

1 – окварцованные песчаники, *2* – аргиллиты, *3* – смесь литотипов.

аридном литогенезе. Следовательно, такая особенность может использоваться в диагностических целях при недостатке полноценной литологической информации (например, в литохимии метаморфитов).

Аналогичная картина слабого разрешения литотипов на модульных диаграммах характерна для флишевых и флишоидных толщ складчатых областей. В табл. 42 и на рис. 41 обработано четырнадцать анализов, отвечающих четырем литотипам верхнепалеозойской–нижнемезозойской терригенной толщи Сахалина – аргиллитам, алевролитам, песчаникам и окварцованным песчаникам [193]. Выясняется, что литотипы дискриминируются плохо. Только кластер III – «чистый», отвечающий окварцованным песчаникам, а три других – смешанные. Не удается добиться полного разделения литотипов и с помощью других модульных диаграмм – везде точки аргиллитов оказываются в близком соседстве с точками алевролитов и песчаников. Такую картину можно считать типовой для сланцево-граувакковых геосинклинальных толщ – с присущими им низкой «зрелостью» обломочного материала, плохой его грануломѐтрической сортировкой и примесью вулканогенной кластики – как терригенной (размыв ближних вулканических построек), так и пирогенной.

Таблица 42

Химический состав литотипов из геосинклинальных отложений Сахалина. Составлено по данным Н. Г. Бродской и др., 1979 г. [193, с. 111—113]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	III	5	11
	Аргиллит и алевролит	Аргиллиты	Песчаники (щелочной миосилит)	Окварцованные песчаники (нормосилит)	Аргиллит (щелочной нормосиаллит)	Окварцованный песчаник (миосилит)
	Щелочной нормосиаллит					
n	2	6	2	2		
SiO_2	61.21	64.74	73.45	83.79	62.43	66.26
TiO_2	0.82	0.73	0.44	0.34	0.81	0.48
Al_2O_3	17.39	14.94	13.12	6.51	17.82	10.13
Fe_2O_3	1.89	2.67	1.91	1.04	2.20	1.11
FeO	3.73	3.40	0.74	1.50	1.20	2.83
MnO	0.07	0.16	0.04	0.08	0.04	0.09
MgO	2.07	1.86	0.49	0.49	1.49	1.09
CaO	1.41	1.75	1.16	1.54	0.99	6.98
Na_2O	3.25	3.14	4.42	1.07	2.30	2.57
K_2O	3.25	2.76	2.42	1.46	5.53	1.65
P_2O_5	0.17	0.10	0.06	0.09	0.19	0.05
CO_2	0.03	0.08	0.00	0.84	0.00	4.70
$C_{орг}$	0.25	0.25	0.05	0.00	0.63	0.08
H_2O	3.73	3.30	2.06	1.39	4.31	2.25
Сумма	99.22	99.88	100.34	100.11	99.94	100.27
ГМ	0.39	0.34	0.22	0.11	0.35	0.22
ФМ	0.13	0.12	0.04	0.04	0.08	0.08
АМ	0.28	0.23	0.18	0.08	0.29	0.15
ТМ	0.047	0.049	0.034	0.052	0.045	0.047
ЖМ	0.31	0.40	0.20	0.38	0.18	0.38
НКМ	0.37	0.39	0.52	0.39	0.44	0.42
ЩМ	1.00	1.10	1.80	0.70	0.40	1.60

Иногда картина смеси литотипов дополнительно осложняется широким разбросом точек на модульных диаграммах, что всегда заключает в себе информацию о некоторых неучтенных факторах дисперсии; если можно выявить такие факторы, то сам факт разброса приобретает эвристическое (генетическое) значение.

В табл. 43 и на рис. 42 обработано 19 анализов пород «углисто-сидерит-колчеданной ассоциации», развитой в палеогене СЗ Азии. Из них 16 относятся к Зайсанскому прогибу и 3 – к Чуйской впадине Горного Алтая [104, с. 181–182]. Согласно литологическому описанию, отложения представлены тремя литотипами: глинис-

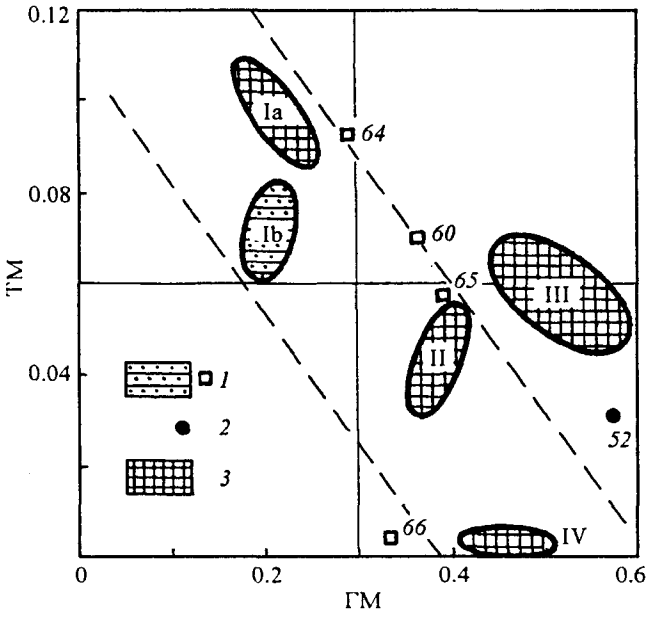


Рис. 42. Модульная диаграмма для палеогеновой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации СЗ Азии. Составлено по данным В. С. Ерофеева, Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 181–182].

1 – алевриты и алевролиты, *2* – аргиллиты, *3* – смесь литотипов.

тым, алевритовым и песчаным. Однако на модульной диаграмме ГМ–ТМ только один кластер Ib точно соответствует литотипу – в данном случае, алевритовому. Остальные четыре кластера – смешанные: песчаники + алевролиты (Ia), алевролиты + аргиллиты (III, IV) и даже песчаники + глины (II).

Таким образом, литохимическая информация выглядит обедненной по сравнению с литологической, однако это впечатление обманчиво. На самом деле литохимические данные предоставляют литологу нетривиальную информацию.

Во-первых, обнаруживаются важные различия среди одноименных литотипов – это точки составов вне кластеров. Так, среди алевролитов мы видим разновидности с явным сидеритом (FeO – обр. 60), с кальцитом (CaO – обр. 65) и с аномально низкой титанистостью (обр. 66), а среди глин находим гипертитанистый гидролизатный состав (обр. 52), очевидно, обогащенный каолинитом. Во-вторых, из широкой полосы негативной корреляции параметров ГМ–ТМ явно выпадает кластер IV с аномально низкой титанистостью (ТМ всего 0.002) и с геохимической аномалией по фосфору (P_2O_5 0.60 %). Оказывается, именно эти анализы характеризуют отложения Чуйской впадины! Это означает, что петрофонд данных пород чем-то отличался от петрофонда отложений Зайсанской впадины. Наконец, экстремально низкая титанистость одного из зайсанских алевролитов (обр. 66) и повышенная гидролизатность другого (обр. 64) хотя и не находят прямого объяснения, но по крайней мере ставят перед литологом вопросы, требующие разрешения.

Таблица 43

Химический состав пород палеогеновой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации СЗ Азии. Составлено по данным В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 181—182]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	III	IV	52	60	64	65	66
	Алевриты и песчаники	Алевриты и алевролиты	Глины и песчаники (нормосиаллит)	Глины и алевролиты		Глины и аргиллиты (гипогидролизат)	Алевриты и алевролиты			
	Миосилит			Суперсиаллит	Нормосиаллит		Нормосиаллит	Миосилит	Нормосиаллит	
n	2	3	2	6	2					
SiO_2	75.44	73.71	63.88	54.07	56.42	50.96	64.58	68.84	57.16	66.08
TiO_2	1.05	1.03	0.85	1.09	0.04	0.85	1.02	1.32	0.90	0.07
Al_2O_3	10.83	12.91	19.27	19.47	18.94	26.72	14.50	14.25	15.85	20.02
Fe_2O_3	1.95	2.01	3.07	4.32	4.85	0.62	1.64	2.43	4.30	0.36
FeO	2.43	1.36	1.27	3.22	1.72	1.14	6.59	2.15	1.24	1.72
MnO	0.25	0.02	0.02	0.18	0.11	0.01	0.03	0.04	0.25	0.00
MgO	0.45	0.43	0.24	1.00	1.53	0.49	0.16	0.89	0.00	0.40
CaO	1.14	1.25	1.06	1.37	2.44	1.23	0.78	0.65	7.53	1.38
Na_2O	0.78	0.34	0.00	0.29	0.51	0.00	0.56	0.16	0.00	0.00
K_2O	1.71	1.81	1.02	2.08	1.26	0.85	2.21	1.77	2.01	2.11
P_2O_5	0.04	0.04	0.06	0.07	0.60	0.04	0.05	0.03	0.05	0.08
П. п. п.	3.93	5.13	9.31	12.55	11.57	16.30	7.32	7.20	11.32	7.38
Сумма	99.97	100.03	100.03	99.70	99.97	99.21	99.44	99.73	100.61	99.60
ГМ	0.22	0.23	0.38	0.52	0.45	0.58	0.37	0.29	0.39	0.34
ФМ	0.06	0.05	0.07	0.16	0.14	0.04	0.13	0.08	0.10	0.04
АМ	0.14	0.18	0.30	0.36	0.34	0.52	0.22	0.21	0.28	0.30
ТМ	0.097	0.080	0.044	0.056	0.002	0.032	0.070	0.093	0.057	0.003
ЖМ	0.39	0.24	0.22	0.38	0.35	0.06	0.53	0.30	0.35	0.10
НКМ	0.23	0.17	0.05	0.12	0.09	0.03	0.19	0.04	0.13	0.11
ЩМ	0.50	0.20	0.00	0.10	0.40	0.00	0.30	0.10	0.00	0.00

Таблица 44

Средний химический состав эоценовых опал-кристобалитовых пород Западной Сибири.
Составлено по данным П. П. Генералова и Н. Б. Дрожащих, 1987 г. [69, с. 180]

Окислы и модули	I	II	III
	Опоки (суперсилит)	Опоки, трепелы, диатомиты (нормосилит)	Глинистые опоки, диатомиты (миосилит)
m	4	242	64
n	2	3	2
SiO_2	85.95	78.91	73.16
TiO_2	0.38	0.42	0.57
Al_2O_3	5.91	7.98	11.44
Fe_2O_3	1.92	2.62	3.67
FeO	0.36	0.27	0.38
MnO	0.01	0.03	0.04
MgO	0.75	1.19	1.44
CaO	0.39	0.38	0.42
Na_2O	0.62	0.66	0.54
K_2O	1.21	1.32	1.51
SO_3	0.10	0.40	0.36
П. п. п.	2.36	5.76	6.71
Сумма	99.93	99.94	100.22
ГМ	0.10	0.14	0.22
ФМ	0.04	0.05	0.08
АМ	0.07	0.10	0.16
ТМ	0.063	0.052	0.050
ЖМ	0.36	0.35	0.34
НКМ	0.30	0.25	0.18
ЩМ	0.50	0.50	0.40

*Сложное взимоотношение литотипов и хемотипов нередко от*мечается в кремнистых породах. Выше уже приводились случаи несовпадения тех и других для флишевых силицитов Карпат и для «геосинклинальных» палеоокеанических силицитов; еще меньшее соответствие лито- и хемотипов наблюдается в платформенных опал-кристобалитовых породах – *опалитах*. Здесь несоответствие обязано двум факторам: а) присутствию в опалитах переменной по количеству и составу терригенной примеси; б) диагенетическому перераспределению кремнезема, повышающему (вынос SiO_2) или понижающему (привнос SiO_2 – окремнение) гидролизатный модуль ГМ. Примером могут служить эоценовые опалиты Западной Сибири [69], среди которых различают собственно опоки и их разновидности (глинисто-алевритистые, песчанистые и «окремненные»), трепелы и диатомиты (разновидность – глинистые). Как видно из табл. 44 и рис. 43, средние составы этих пород образуют три

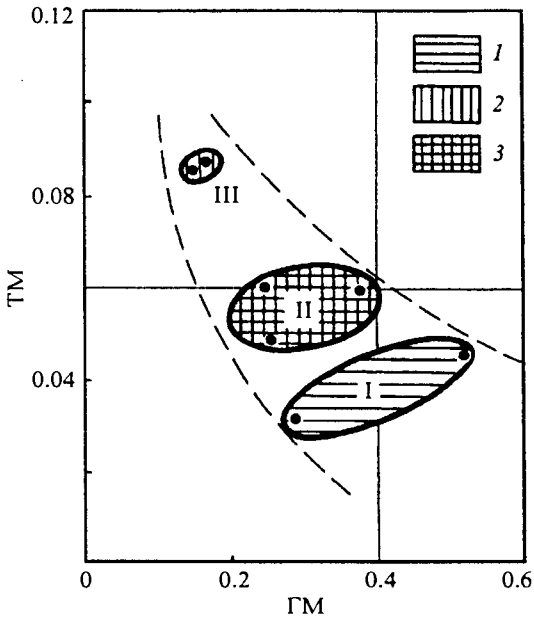


Рис. 43. Модульная диаграмма для эоценовых опал-кристобалитовых пород Западной Сибири. Каждая точка представляет *среднее* из 3–158 анализов. Составлено по данным П. П. Генералова и Н. Б. Дрожащих, 1987 г. [69, с.18].

1 – опоки, *2* – глинистые опоки и диатомиты, *3* – смесь литотипов (опоки, трепелы, диатомиты).

кластера. Кластер I представлен только опоками – песчанистыми и «окремненными». Эти наиболее кремнеземистые породы аттестуются как суперсилиты, отличаясь несколько повышенной титанистостью (ТМ 0.060–0.067) и относительно повышенной щелочностью (НКМ 0.24–0.36). Кластер II наиболее многочисленный (242 анализа) и объединяет все три вида опалитов: опоки, трепелы и диатомиты. Это нормотитанистые нормосилиты (ГМ 0.14, ТМ 0.052). Кластер III включает опалиты с повышенным содержанием силикатной примеси: опоки глинисто-алевритистые и диатомиты глинистые. Это уже миосилиты, также нормотитанистые, с относительным минимумом щелочности (НКМ 0.18). Таким образом, за вычетом опок с песчаной примесью (кластер I) литотипы опалитов не имеют четкой химической индивидуальности, по крайней мере в отношении валового состава.[4]

Одной из наиболее значительных работ в литологии 80-х годов была монография Ю. Г. Волохина (ученика проф. В. Т. Фролова) по кремневым отложениям триаса–юры Сихотэ-Алиня [56]. Автор

[4] Не исключено, что по фазовому составу (содержанию опаловой $SiO_{2св}$) различия литотипов окажутся более существенными.

Таблица 45

Классификация силицитов и кремневых аргиллитов.
По данным Ю. Г. Волохина, 1985 г. [56, с. 32]

$SiO_{2\,св}$, %	Примесь аутигенных компонентов		
	Оксиды и гидроксиды	Сульфиды и карбонаты	Углеродистое вещество
Более 80	Яшмы	Кремни	Фтаниты
50—80	Яшмы глинистые	Кремни глинистые	Фтаниты глинистые
30—50	Аргиллиты яшмовые	Аргиллиты кремневые	Аргиллиты углеродистые кремневые

разработал специальную классификацию силицитов и близких к ним кремнисто-глинистых пород по двум основаниям: содержанию SiO_2св (в %) и присутствию аутигенных примесей. В результате было выделено 15 литотипов, а если ограничиться только первыми тремя группами (силициты + глинистые силициты) – то 9 литотипов (табл. 45).

Литохимическая обработка 199 анализов из книги Ю. Г. Волохина позволяет выделить 12 кластеров и 11 индивидуальных составов (табл. 46); последние в основном попадают в контуры кластеров на модульной диаграмме «Щелочи–ГМ» (рис. 44).

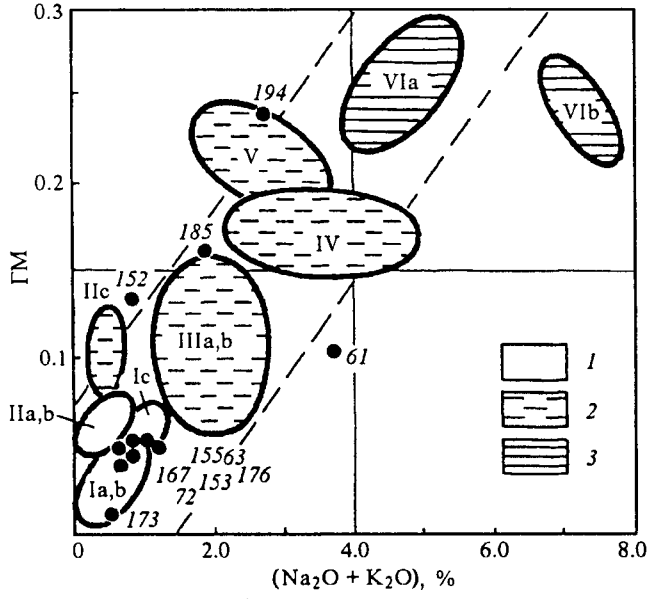


Рис. 44. Модульная диаграмма для триасово-юрских силицитов и кремневых аргиллитов геосинклинальной области Сихотэ-Алиня. Составлено по данным Ю. Г. Волохина, 1985 г. [56, с. 165–172].

1 – кремни и яшмы, *2* – глинистые силициты (фтаниты, яшмы и кремни), *3* – кремнистые аргиллиты.

Таблица 46

Химический состав триасово-юрских силицитов и кремневых аргиллитов геосинклинальной области Сихотэ-Алиня. Составлено по данным Ю. Г. Волохина, 1985 г. [56, с. 165—172]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	IIIa	IIIb	IV	V	VIa	VIb
	Кремни				Яшмы	Глинистые фтаниты		Глинистые яшмы	Глинистые кремни	Глинистые фтаниты	Кремнистые аргиллиты	
	Гиперсилит		Суперсилит				Нормосилит	Суперсилит	Нормосилит	Миосилит		Щелочной миосилит
n	57	18	18	15	6	7	26	6	16	7	10	2
SiO_2	94.95	95.10	91.74	90.81	91.40	84.29	82.86	85.98	78.54	74.64	72.29	70.40
TiO_2	0.10	0.18	0.16	0.20	0.34	0.30	0.35	0.57	0.42	0.55	0.53	0.35
Al_2O_3	1.34	0.63	2.46	3.44	1.52	5.22	6.70	3.29	9.87	11.33	12.95	13.82
Fe_2O_3	0.54	0.55	0.72	0.89	2.13	1.60	1.08	2.83	1.62	3.18	1.86	1.91
FeO	1.20	1.28	1.77	1.63	1.77	1.63	1.08	1.11	1.23	0.63	2.68	0.79
MnO	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.09	0.08	0.05	0.09	0.15
MgO	0.30	0.26	0.46	0.57	0.12	0.89	0.89	0.90	1.03	0.89	1.48	0.73
CaO	0.25	0.40	0.32	0.51	1.05	1.51	0.22	1.50	0.46	0.17	0.46	1.89
Na_2O	0.12	0.15	0.32	0.19	0.13	0.15	0.19	0.73	0.97	0.36	1.61	4.80
K_2O	0.36	0.24	0.65	0.44	0.25	0.36	1.78	1.06	2.35	2.59	2.92	2.48
P_2O_5	0.10	0.09	0.15	0.22	0.24	0.32	0.14	0.11	0.20	0.39	0.14	0.15
П. п. п.	0.59	0.85	1.11	0.99	0.80	3.49	4.75	1.77	3.08	5.16	2.86	2.27
Сумма	99.89	99.79	99.91	99.93	99.82	99.80	100.06	99.92	99.85	99.92	99.87	99.72
$C_{орг}$	0.16	0.06	0.48	0.33	0.06	0.93	1.68	0.05	0.14	1.31	0.10	0.04
ГМ	0.03	0.03	0.06	0.07	0.06	0.10	0.11	0.09	0.17	0.21	0.25	0.24
ФМ	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.08	0.05
АМ	0.01	0.01	0.03	0.04	0.02	0.06	0.08	0.04	0.13	0.15	0.18	0.20
ТМ	0.071	0.287	0.063	0.057	0.222	0.058	0.052	0.172	0.043	0.048	0.041	0.025
ЖМ	1.24	2.30	0.97	0.70	2.13	0.59	0.31	1.04	0.28	0.32	0.34	0.20
НКМ	0.35	0.62	0.40	0.18	0.25	0.10	0.29	0.54	0.34	0.26	0.35	0.53
ЩМ	0.30	0.6	0.50	0.40	0.50	0.40	0.10	0.70	0.40	0.10	0.60	1.90

Таблица 46 (*продолжение*)

Окислы и модули	61	63	72	152	153	155	167	173	176	185	194
	Глинистый фтанит		Кремень (гипер-силит)	Глинистый кремень (нормо-силит)	Кремень		Яшма			Глинистый кремень (нормо-силит)	Глинистая яшма (миосилит)
	Нормо-силит	Углеродис-тый суперсилит			Гиперсилит				Суперсилит		
SiO_2	81.80	83.15	94.40	85.00	95.80	91.20	77.00	96.20	91.00	77.47	74.37
TiO_2	0.34	0.28	0.06	0.13	0.05	0.36	0.24	0.08	0.28	1.14	1.57
Al_2O_3	7.32	3.25	0.07	8.50	0.01	1.62	1.06	0.07	1.48	6.01	8.15
Fe_2O_3	0.06	1.03	0.56	0.01	0.05	0.96	0.51	0.56	1.88	1.52	7.22
FeO	1.03	0.49	1.70	2.83	2.50	1.86	1.75	0.78	1.31	4.12	0.97
MnO	0.01	0.08	0.06	0.24	0.01	0.08	0.18	0.05	0.10	0.04	0.15
MgO	0.89	0.32	0.60	1.77	0.01	0.01	0.45	0.01	0.27	2.52	1.50
CaO	0.01	0.01	0.15	0.34	0.68	2.00	10.04	0.28	0.43	2.90	1.55
Na_2O	0.07	0.07	0.20	0.46	0.30	0.20	0.22	0.13	0.47	1.33	2.58
K_2O	3.67	1.10	0.26	0.39	0.19	0.64	0.28	0.42	0.83	0.58	0.19
P_2O_5	0.78	0.13	0.39	0.41	0.24	0.20	0.28	0.06	0.05	0.19	0.18
П.п.п.	3.93	9.50	2.15	0.01	0.06	0.89	8.25	1.10	1.40	1.80	1.60
Сумма	99.91	99.41	100.60	100.09	99.90	100.02	100.26	99.74	99.50	99.62	100.03
$C_{орг}$	1.70	6.35	0.07	0.08	0.15	0.07	0.02	0.04	0.04	0.07	0.05
ГМ	0.11	0.06	0.03	0.14	0.03	0.05	0.05	0.02	0.06	0.17	0.24
ФМ	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.01	0.04	0.11	0.13
АМ	0.09	0.04	0.00	0.10	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.08	0.11
ТМ	0.046	0.086	0.857	0.015	5.000	0.222	0.226	1.143	0.189	0.190	0.193
ЖМ	0.14	0.45	17.85	0.36	42.67	1.46	1.88	9.27	1.87	0.79	0.86
НКМ	0.51	0.36	6.57	0.10	49.00	0.52	0.47	7.86	0.88	0.32	0.34
ЩМ	0.00	0.10	0.80	1.20	1.60	0.30	0.80	0.30	0.60	2.30	13.60

Таблица 47

Процентное содержание литотипов в кластерах

Литотип	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	IIIa	IIIb	IV	V	VIa	VIb
Яшмы	12	22	11	67	67	14		33				
Кремни	83	78	83	33	33							
Фтаниты	5		6									
Яшмы глинистые							4	33	19		10	
Кремни глинистые						43	34	33	75	43	10	
Фтаниты глинистые						43	46		6	57		
Аргиллиты яшмовые											80	
Аргиллиты кремневые												100

Кластеризация, как обычно, проведена в два приема: вначале на базовой диаграмме «Щелочи–ГМ» выделены крупные кластеры, затем они более дробно разделены с учетом ТМ, ЩМ и некоторых других показателей.

Оказалось, что в пределах первых трех кластеров I–III наиболее титанистые разновидности (обозначены индексом «b») с ТМ 0.172–0.287 отвечают наиболее кремнеземистым породам с минимальными значениями ГМ и одновременно – с относительно повышенной натровостью (ЩМ 0.52–0.69 против 0.11–0.49).

Индивидуальными (не подлежащими усреднению) являются составы, аномальные по содержанию P_2O_5 (обр. 61, 152), карбоната (обр. 167), $C_{орг}$, отличающиеся экстремальными значениями ТМ и НКМ (обр. 72, 153, 173) или особо натровые (обр. 194).

Сопоставление хемотипов в кластерах с литотипами дает результаты, показанные в табл. 47.

Полностью отвечает литотипу только один хемотип (щелочной миосилит), представленный минимальным кластером VIb. Все остальные хемотипы отвечают смеси литотипов.

Часть из них – с резким преобладанием одного литотипа (Ia, c – существенно кремневые, VIa – существенно представленные аргиллитами яшмовыми), а другие в соизмеримых долях представлены смесью двух (IIb, Ib, V), но чаще трех литотипов. Например, кластер IIIb (суперсилиты) в равной пропорции представлен собственно яшмами, глинистыми яшмами и глинистыми кремнями. Весьма интересно, что фтаниты при данной кластеризации нигде не выделяются в качестве самостоятельного (или хотя бы преобладающего) литотипа.

Как видно из рис. 44, кластеры IIc и V явно выбиваются из полосы позитивной корреляции параметров, а щелочные миосилиты кластера VIb безусловно представляют другую совокупность, выделяясь не только общей щелочностью, но и супернатровостью (ЩМ 1.93). Эти породы, скорее всего, содержат примесь полевошпатовой пирокластики.

Итак сравнение литотипов кремневых пород с хемотипами позволяет сделать ряд выводов.

1. Среди силицитов наиболее химически индивидуализированы литотипы «кремни» и в меньшей мере – «яшмы». Фтаниты не выделяются в ранге хемотипа; это означает, что содержание $C_{орг}$ не коррелируется ни с кремнеземистостью, ни с общей щелочностью силицитов.

2. Среди глинистых силицитов химически относительно индивидуализирована только часть «глинистых кремней» (кластер IV).

3. Обнаруживается резкая дифференциация внутри одноименных литотипов (и соответствующих хемотипов) по титанистости (ТМ); наиболее титанистыми и одновременно относительно более натровыми оказываются наиболее кремнеземистые разновидности силицитов.

4. Исследованные кремнистые толщи образуют как минимум две совокупности – собственно осадочную и осадочную с примесью пирокластики, которая литологически выявлена не была, но проявляет себя аномалиями общей щелочности и натровости.

Эти данные наряду с выделением аномальных индивидуальных составов, не подлежащих кластеризации, дают литологу либо непосредственную геохимическую информацию о породах, либо, по крайней мере, – информацию к размышлению. В частности, было бы весьма важно установить, с чем связано появление экстратитанистых составов (ТМ > 1, т. е. на три порядка выше «кларковых» значений сиаллитового стандарта) наряду с составами гиперщелочными (НКМ > 1, что превышает норму для обычных щелочных минералов).

Понятно, что если даже для неметаморфизованных осадочных пород возможны столь сложные соотношения лито- и хемотипов, то они тем более вероятны для *параметаморфитов*. Мы приведем пример, так сказать, анекдотического свойства – когда вместо одного литотипа приходится выделять... около 20 хемотипов! Речь идет о так называемых глинистых породах южноафриканской свиты (формации) Силвертон, которые залегают в верхах надсерии (системы) Трансвааль. В работе П. Эрикссона и др. [331] приведены 31 анализ «глинистых пород» этой мощной толщи (названной авторами архейской, но относящейся, по-видимому, к верхам карелия) и 3 средних состава. Взвешенное среднее, вычисленное для всей толщи, сравнивается авторами с различными другими средними для древних глинистых пород.

Выполненная нами обработка аналитических данных показана в табл. 48 и на модульной диаграмме (рис. 45). Удается выделить не менее семи кластеров, что уже само по себе показывает крайнюю сомнительность каких-либо *средних* оценок для толщи в целом.

Кластер I представлен сланцами-гипогидролизатами. Высокое значение ГМ и ничтожное содержание щелочей показывают, что мы имеем дело с образованиями коры выветривания, а убогое значение величины ТМ указывает на кислый субстрат КВ: граниты или риолиты.

Кластер II отвечает суперсиаллитам; субстрат этих пород, по-видимому, также был кислым или средним. Можно думать, что породы кластеров I и II – образования родственные, что подчеркивается выпадением их из полосы позитивной корреляции «щелочи–ГМ», куда попадают остальные породы.

Кластеры IIIa, b и V представлены миосилитами и сиаллитами несколько более титанистыми, чем породы в кластерах I–II. По-видимому, они являются членами непрерывной серии песчаник → алевролит → аргиллит; в этом ряду растут ГМ и содержание щелочей.

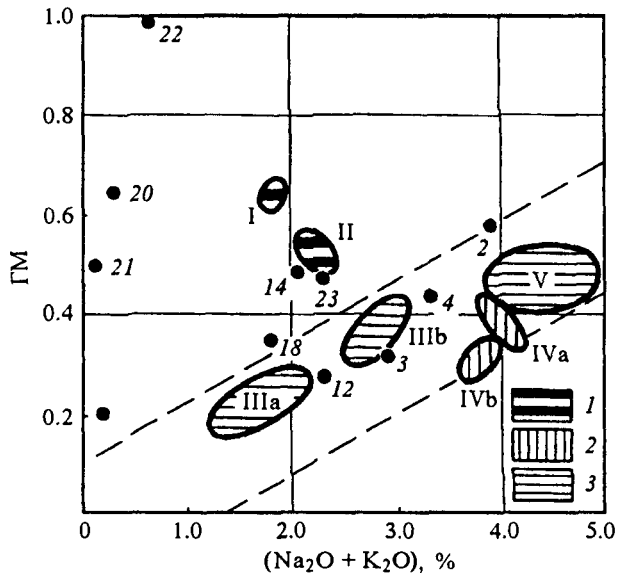


Рис. 45. Модульная диаграмма для «глинистых пород» свиты Силвертон, надсерия Трансвааль, Южная Африка. Составлено по данным П. Эрикссона и др., 1990 г. [331, p. 454–462].

1 – метагидролизаты, *2* – метаграувакки и / или метатуффоиды, *3* – метапесчаники, метаалевролиты и метапелиты.

Кластер IVa представлен магнезиальными и кальциевыми породами с относительно повышенной титанистостью и железистостью, к тому же натровыми (ЩМ 15!). Очевидно, что это какие-то метаграувакки с базитовой кластикой, но отнюдь не нормальные глинистые сланцы. Близкое расположение к нему кластера IVb подсказывает, что эти породы (также относительно более магнезиальные, кальциевые, титанистые и натровые) – либо более кислые метаграувакки, либо базитовые (андезитовые?) метатуффоиды.

Среди *индивидуальных составов* мы находим явные базиты или их туфы, узнаваемые по магнезиальности, которая может сочетаться с кальциевостью, натровостью, изредка с титанистостью (обр. 2, 3, 4, 12, 14, 18), и явно гидролизатные образования, которые могли быть кварц-каолинитовыми или существенно каолинитовыми осадками (обр. 15, 20, 21, 22).

Итак, выясняется, что под названием «глинистые породы формации (=свиты) Силвертон» на самом деле объединены весьма различные горные породы: а) гидролизатные образования – метаморфизованные КВ по кислому и среднему(?) субстрату; б) небольшое количество нормальных глинистых сланцев, но больше алевросланцев, метаалевролитов и, по-видимому, метапесчаников-граувакк с обильным глинистым матриксом(?); в) базитовые туффоиды или же грауваккки с литокластами основного состава.

Полный триумф литохимии!

Таблица 48

Химический состав «глинистых пород» свиты Силвертон, надсерия Трансвааль, Южная Африка. Составлено по данным П. Эрикссона и др., 1990 г. [331, с. 454—462]

Окислы и модули	I	II	IIIa	IIIb	IVa	IVb	V	2	3
	Гипогидролизат	Суперсиаллит	Миосилит	Нормосиаллит	Псевдосиаллит	Гипосиаллит	Нормосиаллит	Псевдогидролизат	Псевдосиаллит
n	2	3	4	3	2	2	3		
SiO_2	54.27	59.51	70.20	63.35	59.78	64.72	61.53	51.81	62.91
TiO_2	0.66	0.93	0.44	0.71	0.94	0.77	0.77	1.64	0.59
Al_2O_3	24.10	24.83	12.54	15.37	12.72	15.39	19.43	12.36	13.26
Fe_2O_3	9.98	5.45	3.10	6.83	9.13	4.30	8.50	15.79	6.16
MnO	0.12	0.04	0.08	0.05	0.13	0.06	0.07	0.25	0.07
MgO	2.74	0.85	1.80	2.23	6.02	2.17	1.20	5.44	4.40
CaO	0.44	0.27	0.28	0.32	5.39	2.04	0.00	8.29	0.53
Na_2O	0.53	0.48	0.39	0.79	3.74	3.36	0.80	3.64	2.45
K_2O	1.31	1.77	1.30	2.03	0.30	0.45	3.54	0.27	0.47
P_2O_5	0.05	0.02	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.13	0.00
Сумма	94.18	94.16	90.14	91.73	98.15	93.29	95.88	99.62	90.84
ГМ	0.64	0.53	0.23	0.36	0.38	0.32	0.47	0.58	0.32
ФМ	0.23	0.11	0.07	0.14	0.25	0.10	0.16	0.41	0.17
АМ	0.44	0.42	0.18	0.24	0.21	0.24	0.32	0.24	0.21
ТМ	0.028	0.038	0.034	0.047	0.074	0.050	0.040	0.133	0.044
ЖМ	0.42	0.22	0.25	0.43	0.68	0.27	0.43	1.15	0.45
НКМ	0.08	0.09	0.13	0.18	0.32	0.25	0.23	0.32	0.22
ЩМ	0.40	0.30	0.30	0.50	15.30	7.50	0.20	13.50	5.20

Таблица 48 (*продолжение*)

Окислы и модули	4	12	14	15	18	20	21	22	23
	Псевдо-сиаллит	Псевдосилит	Псевдо-сиаллит	Миосилит	Псевдо-сиаллит	Гипогидро-лизат	Суперсиаллит	Нормо-гидролизат	Нормо-сиаллит
SiO_2	55.38	62.15	54.75	75.66	51.01	52.24	61.79	44.11	50.08
TiO_2	0.60	0.57	0.58	0.57	0.51	0.39	0.39	0.65	0.49
Al_2O_3	13.21	13.18	15.11	11.96	13.23	27.00	27.00	34.90	19.83
Fe_2O_3	10.28	3.45	10.66	3.23	4.35	6.55	3.45	7.80	3.35
MnO	0.15	0.01	0.16	0.11	0.04	0.07	0.06	0.18	0.02
MgO	8.70	4.73	8.24	1.60	3.78	0.01	0.16	2.06	1.72
CaO	6.97	0.05	9.63	7.28	0.47	0.01	0.01	0.53	0.41
Na_2O	2.87	0.11	1.92	0.23	0.83	0.01	0.01	0.06	1.06
K_2O	0.45	2.20	0.16	0.00	0.99	0.32	0.15	0.62	1.25
P_2O_5	0.07	0.00	0.02	0.10	0.06	0.08	0.07	0.10	0.11
Сумма	98.68	86.45	101.23	100.74	75.27	86.68	93.09	91.01	78.32
ГМ	0.44	0.28	0.48	0.21	0.36	0.65	0.50	0.99	0.47
ФМ	0.34	0.13	0.35	0.06	0.16	0.13	0.06	0.22	0.10
АМ	0.24	0.21	0.28	0.16	0.26	0.52	0.44	0.79	0.40
ТМ	0.045	0.043	0.038	0.048	0.039	0.014	0.014	0.019	0.025
ЖМ	0.76	0.25	0.69	0.27	0.32	0.24	0.13	0.22	0.17
НКМ	0.25	0.18	0.14	0.02	0.14	0.01	0.01	0.02	0.12
ЩМ	6.40	0.10	12.00	—	0.80	—	0.10	0.10	0.80

5.4. Проблема границ таксонов: от назначения к поиску

Приведенные выше материалы ясно показывают, что о полном совпадении границ хемотипов и литотипов оксидных и силикатных пород не может быть и речи. Тем не менее создается впечатление, что можно добиться большего их соответствия «в одностороннем порядке» – путем изменения («подгонки») выбранных границ хемотипов по модулю ГМ.

Например, было бы очень желательно, чтобы граница «силиты / сиаллиты» отвечала границе между пелитолитами и псаммитолитами. Скорее всего, это невозможно вследствие широкой дисперсии состава псаммитолитов. Тем не менее рассмотренные выше случаи, когда граница между «аргиллитами» и «песчаниками» проходила по ГМ = 0.25 (т. е. внутри хемотипа «силиты») может навести на мысль: нельзя ли понизить границу сиаллитов до значения ГМ = = 0.25? И хотя практика быстро покажет вредность такого понижения, сама по себе постановка вопроса вполне законна. Точно такая же ситуация, как уже говорилось, возникала при задании границ магнезиальных «псевдоосадочных» пород (3 или 5 % MgO?). Такие ситуации возникают потому, что в отличие от границ прочих таксонов (которые назначены по твердому правилу – 50 % нормативного компонента), границы таксонов силитов/сиаллитов и сиаллитов-гидролизатов, а именно – величины ГМ, равные 0.30 и 0.55, назначены чисто интуитивно – по опыту авторов химической классификации. И если этот опыт имеет изъяны, то такими же изъянами будет страдать и классификация.

В этом смысле показателен пример назначения границ такого широкого и не очень определенного понятия, как «метапелиты», под которыми понимают метаморфизованные аналоги пелитовых осадочных пород. Из содержательных соображений более или менее очевидно, что к «метапелитам» следует относить метаморфические аналоги аргиллитов и алевролитов, желательно – не слишком карбонатных. В этой связи заслуживают внимания соображения К. Б. Кепежинскаса, специально изучавшего петрохимию и минеральные парагенезисы метапелитов: *«Поскольку... термин „пелитовые породы" («метапелиты») в значительной мере собирателен и условен, после пересчета на сухое вещество были отобраны только те анализы, в которых (в вес. %) содержание* SiO_2 *укладывалось в интервале* 57–67 *при содержании* CaO *меньше* 3... *Эти границы в какой-то мере тоже условны, но в то же время вполне конкретны (что здесь особенно важно). Их выбор был сделан по следующим соображениям. Содержание* SiO_2 *меньше* 67 *вес. % выбрано с расчетом избежать попадания пород гранитного состава и переходных разностей к кварцитам; со стороны значений* SiO_2 *меньше* 57 *и* CaO *больше* 3 вес. % *– ограничить выборки от попадания средних изверженных и вулканогенно-осадочных пород и карбонат-*

содержащих „полупелитовых" ...пород. Здесь важно отметить, что содержание SiO_2, *равное 57 вес. %, практически совпадает с одним из минимумов частот встречаемости в суммарном распределении, включающем все существующие классы терригенных и хемогенных пород. То же можно сказать и о границе* CaO *меньше* 3 *вес. %»* [131, с. 147].

По нашему мнению, содержания SiO_2 и CaO являются чересчур грубым инструментом диагностики. Более информативны два наших модуля: ГМ и ЩМ. Мы бы отнесли к метапелитам, во-первых, низкокальциевые породы с ГМ от 0.20 и выше (т. е. от миосилитов до гидролизатов) и, во-вторых, что очень важно, – в основном породы калиевые, имеющие величину ЩМ < 1. Если же ЩМ > 1, то либо мы имеем дело с вулканогенно-осадочными метапелитами (например, с бентонитами), которые обычно выдают себя повышенной магнезиальностью, либо перед нами случай аллохимического наложенного процесса – парагонитизации или альбитизации.

Таким образом, принципиально невозможно избежать попадания в «метапелиты» пород вулканогенно-осадочных – в противном случае сам смысл термина будет извращен. Ведь «пелит» – это не более чем размерность обломочных частиц безотносительно к их генезису. Однако для нашей темы важны не эти критические замечания. Наиболее ценным представляется здесь сам методический прием, использованный К. Б. Кепежинскасом, – проведение границы хемотипа не по интуиции, а объективно – по минимуму на кривой частотного распределения. В идеале так бы следовало задавать все классификационные границы. Поэтому статистическое исследование частотных распределений модулей на достаточно больших выборках – это одна из актуальных проблем глобальной литохимии. В частности, только таким образом можно надеяться усовершенствовать сиаллитовый стандарт.

Такая работа была проделана нами применительно к нашему банку данных, насчитывающему около 1760 выборок и свыше 32 300 отдельных анализов, распределенных следующим образом:

Хемотипы	Число выборок	*n*
Силиты	630	11735
Сиаллиты (псевдосиаллиты)	401 (181)	3962 (1175)
Сиферлиты	32	108
Гидролизаты (псевдогидролизаты)	127 (79)	383 (312)
Алкалиты	36	103
Карбонатолиты	225	14421
Фосфатолиты	48	147

Подробное статистическое исследование данной совокупности анализов – дело будущего. Здесь мы ограничимся только несколькими примерами.

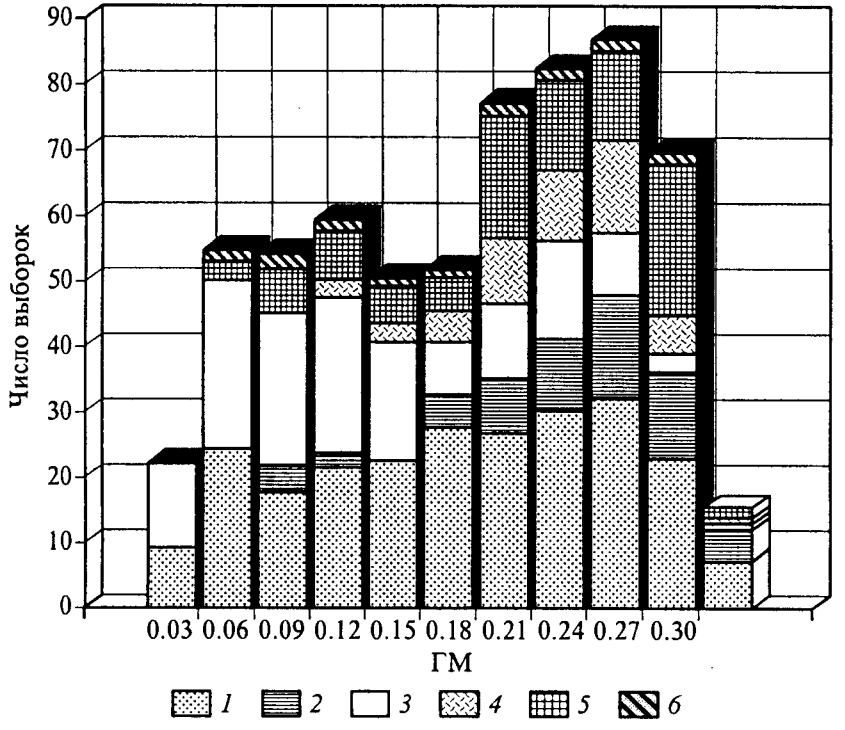


Рис. 46. Частотное распределение величины ГМ в силитах (630 выборок, 11 735 анализов).

Породы: *1* – песчаные, *2* – алевроглинистые, *3* – кремнистые, *4* – туффоиды, *5* – метаморфиты, *6* – прочие.

На рис. 46 представлено частотное распределение величины ГМ в совокупности силитов.

Неожиданным оказывается «немодальность» этого распределения: не слишком большая разница частот отдельных классов гистограммы. При этом выясняется, что вопреки назначенному ранее «волевым способом» разбиению силитов по ГМ (< 0.05, 0.06–0.10, 0.11–0.20, 0.21–0.30) в действительности «естественная» граница делит совокупность силитов только на две части по значению ГМ = = 0.20.

На рис. 47 представлено распределение величины ГМ в совокупности сиаллитов.

Здесь досточно отчетливо видны границы, отвечающие значениям ~0.38 и ~0.46. Если сравнить их с назначенными ранѣше [301] границами классов (0.35, 0.45 и 0.50), то выяснится, что первые две были назначены вполне удачно (расхождение невелико). Однако предлагавшаяся ранее граница *гиперсиаллитов*

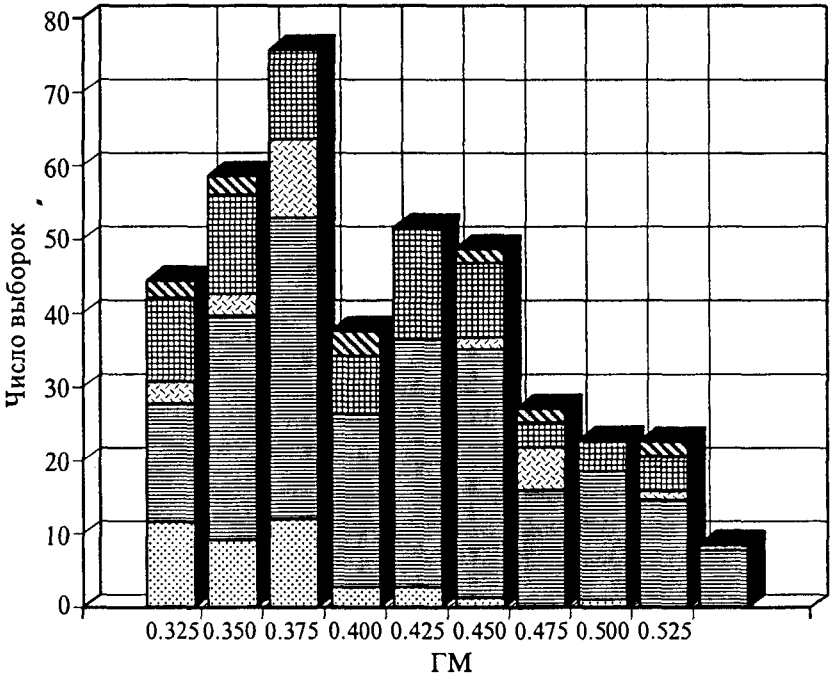


Рис. 47. Частотное распределение величины ГМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Усл. обозн. см. на рис. 46.

(ГМ 0.50) на частотном графике никак себя не проявляет; приходится признать, что оснований для выделения такой градации сиаллитов не имеется.

На рис. 48 представлено распределение величины ЖМ в совокупности сиаллитов.

Железный модуль распределен нормально с четкой модой в интервале 0.35–0.45. Однако частоты гипержелезистых сиаллитов, с ЖМ в интервале 0.65–0.75, очень малы. Это значит, что назначенная ранее [301, 302] граница между сиаллитами и сиферлитами по величине ЖМ = 0.75 в самом деле завышена! *Как это и предполагалось, ее действительно следует понизить – по всей видимости, до ЖМ = 0.70.*

На рис. 49 представлено распределение суммы щелочей.

Распределение щелочей близко к нормальному, однако с заметной левой асимметрией за счет двух десятков выборок низкощелочных пород с $Na_2O + K_2O < 3$ %. При этом неожиданным оказалось то, что модальное значение суммы щелочей лежит в интервале 4.5–6.0 %. Между тем ранее мы аттестовали сиаллиты с величиной

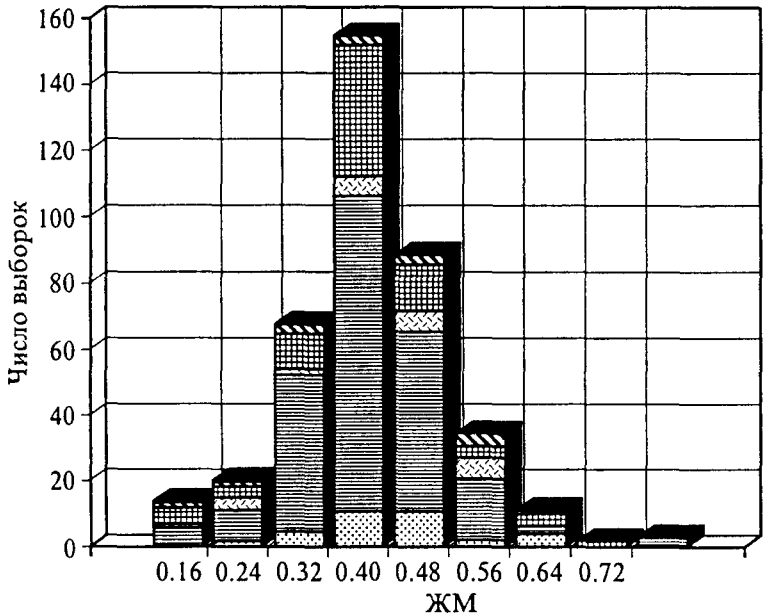


Рис. 48. Частотное распределение величины ЖМ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Усл. обозн. см. на рис. 46.

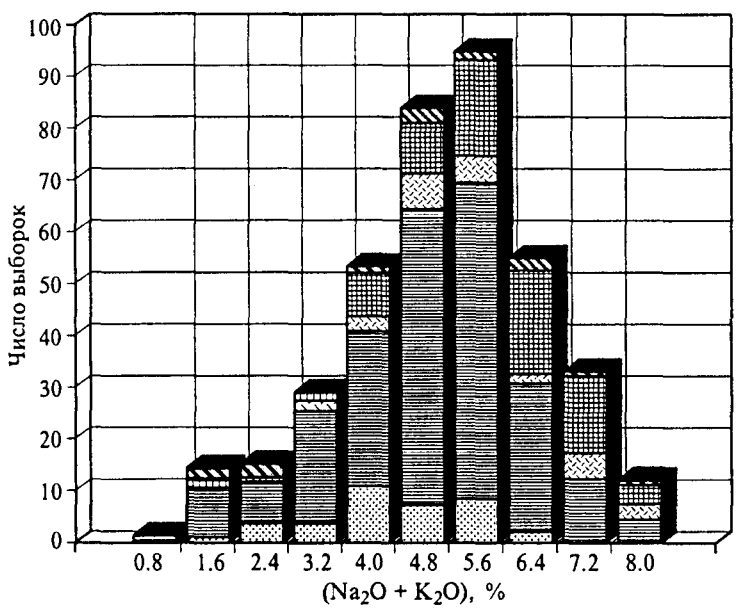


Рис. 49. Частотное распределение величины $Na_2O_2 + K_2O$ в сиаллитах (401 выборка, 3962 анализа).

Усл. обозн. см. на рис. 46.

$Na_2O + K_2O > 5$ % как «щелочные» [301, 302]. Теперь ясно, что эта граница была сильно занижена; к «щелочным» следовало бы относить сиаллиты с $Na_2O + K_2O > 6.5$ %.

Некоторые другие примеры использования статистических данных мы уже приводили в гл. 3 – при характеристике частотного распределения ряда модулей.

5.5. Литохимические миражи: состав осадочных формаций

Существует раздел геохимии осадочных пород, который можно назвать *мелкомасштабной региональной геохимией*, – изучение среднего состава крупных подразделений стратисферы [295]. В русской литологии это направление интенсивно разрабатывалось А. Б. Роновым, А. А. Мигдисовым, А. А. Ярошевским, А. А. Беусом [18, 224, 228, 229]. В рамках данного направления усредняются не только составы одноименных литотипов разного возраста и фациальной принадлежности, но и разноименных литотипов с использованием весовых коэффициентов, учитывающих их распространенность в разрезе. Полученные средние призваны охарактеризовать либо средний состав определенных литотипов разного возраста и/или разных фаций, либо состав сложных породных ассоциаций – свит, осадочных формаций или целиком осадочного чехла огромных территорий, например Русской плиты или даже целых континентов [224, 228, 229].

Очевидно, что при столь сильном усреднении на полученные средние может влиять одновременно несколько факторов. Известно, в частности, что вещественный состав *осадочных формаций* определяется мощным влиянием трех факторов: петрофонда, климата и тектонического режима [102]. Вполне возможно, что сложное взаимодействие этих факторов замаскирует литохимические закономерности, полученные при изучении конкретных литотипов определенного возраста и/или фациальной принадлежности. Например, в табл. 49 и на рис. 40 обработано 12 анализов глинистых пород, относящихся к трем эоценовым флишоидным субформациям Армении [205]. Однако на модульных диаграммах удается выделить только два чистых «формационных» кластера (IIIa и b), тогда как два других – смешанные. Слабее всего индивидуализированы глины «карбонатно-терригенной флишевой субформации», которая не отличима от «пирокласто-осадочной».

Заметим, что хорошая корреляция в координатах ФМ–ТМ и ТМ–ЖМ выдает принадлежность этих пород к петрогенным. Отмечаем также, что состав глин «пирокласто-осадочной флишоидной субформации» отличается относительно пониженной титанистостью, что может указывать на кислую пирокластику. Хотя эти глинистые породы полиминеральны, все же в них преобладает монтмориллонит – отсюда их заметная натровость (ЩМ до 0.96), тогда как, например, средняя норма ЩМ для глинистых отложений фанерозоя – 0.36 [228, с. 142–144].

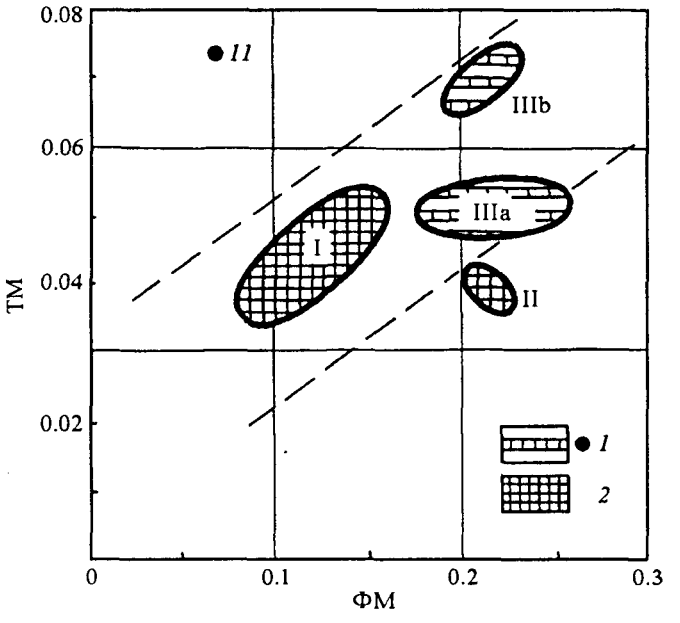


Рис. 50. Модульная диаграмма для глинистых пород эоценовых флишоидных субформаций Армении. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 174–184].

Кластеры: *1* – «чистые», *2* – смешанные.

На этом примере видно, что если даже конкретные литотипы нередко бывают плохо индивидуализированы по своему химическому составу, то такие сильно обобщенные единицы, как *формационные литотипы*, тем более могут терять черты химической индивидуальности.

В табл. 50 и на рис. 51 даны *средние* составы терригенных и карбонатных пород двух регионов (Чу-Илийский рудный пояс и СВ Центрального Казахстана), представляющих разные стадии их развития – геосинклинальную, орогенную и платформенную (субплатформенную) – в огромном возрастном диапазоне – от рифея до карбона [78]. Эти составы являются итогом весьма сильного усреднения, так как представлены средними из 2–5 анализов сборных проб, составленных каждая из многих сотен и тысяч индивидуальных проб. Несмотря на это, полученные кластеры все же очень рыхлые, что ясно показывает неправомерность столь широких усреднений для целей литохимии.

Кремневые геосинклинальные породы (кластер I и ан. 25, 26) аттестуются как гиперсилиты. Различие их в том, что в кластере I они гипотитанистые и норможелезистые, а в ан. 25 и 26 – гипертитанистые и гипержелезистые. Поэтому можно думать, что в последних присутствует примесь базитовой пирокластики. При этом ясного различия пород двух районов нет.

Таблица 49

Химический состав эоценовых глинистых формаций Армении. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 174—184]

Окислы и модули	I	II	IIIa	IIIb	11
	Нормосиаллит	Суперсиаллит	Нормосиаллит	Псевдосиаллит	Нормосиаллит
n	5	2	2	2	
SiO_2	62.30	52.17	54.68	59.33	61.12
TiO_2	0.74	0.69	0.74	0.90	1.27
Al_2O_3	16.12	17.00	14.18	12.69	17.06
Fe_2O_3	3.36	6.60	7.19	6.24	1.36
FeO	2.31	1.64	2.14	2.03	1.54
MnO	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00
MgO	1.77	2.92	2.60	4.29	1.39
CaO	2.16	2.17	2.54	1.35	2.94
Na_2O	2.08	1.49	1.08	1.95	2.00
K_2O	2.88	2.74	2.55	2.30	2.50
S	0.14	—	—	—	0.25
H_2O	2.11	6.43	6.28	3.24	4.68
П. п. п.	4.70	6.36	5.62	6.27	4.60
Сумма	100.69	100.21	99.60	100.61	100.71
ГМ	0.36	0.50	0.44	0.37	0.35
ФМ	0.12	0.21	0.22	0.21	0.07
АМ	0.26	0.33	0.26	0.21	0.28
ТМ	0.046	0.040	0.052	0.071	0.074
ЖМ	0.34	0.47	0.63	0.61	0.16
НКМ	0.31	0.25	0.26	0.34	0.26
ЩМ	0.70	0.50	0.40	0.80	0.80

Глинистые породы субплатформенной и платформенной стадий образуют кластер III и аттестуются как нормальные по всем параметрам нормосиаллиты. Однако один состав «аргиллитов» оказался щелочным гипосиаллитом и вследствие этого попал в контур алевролитового кластера IVb; очевидно, что это в действительности алевролиты, а не аргиллиты.

Обломочные породы образуют кластеры IVa, IVb, V и отдельные составы 6 и 15. Орогенные + субплатформенные песчаники кластера V аттестуются как щелочные миосилиты; геосинклинальные + орогенные + субплатформенные алевролиты кластера IVb – как щелочные гипосиаллиты; геосинклинальные + субплатформенные + платформенные песчаники и алевролиты кластера IVa – как нормосиаллиты.

Как видим, никакого «тектонического» наполнения в этих кластерах нет: в каждом из них оказались породы разных стадий. При этом попадание двух анализов «песчаников» (геосинклинального и субплатформенного!) в явно алевролитовый кластер IVa показывает истинную цену всей этой тектонической типизации. Так, первый

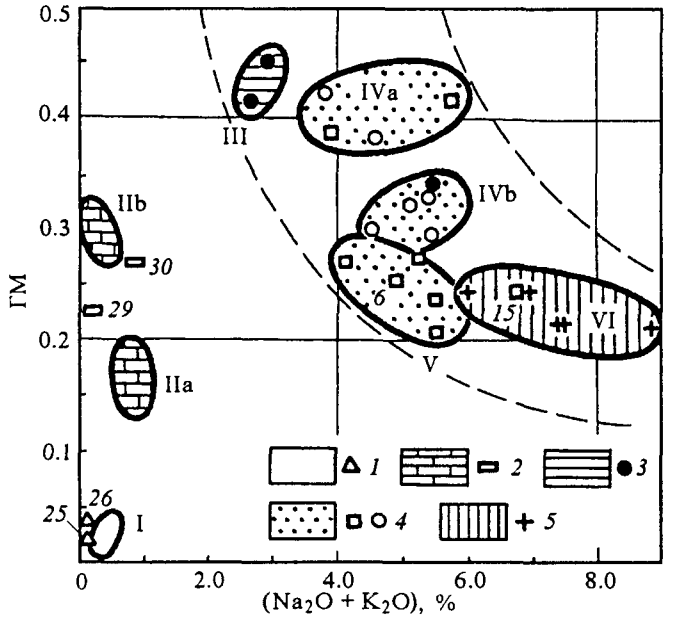


Рис. 51. Модульная диаграмма для *средних составов* главных типов пород Чу-Илийского рудного пояса и СВ Центрального Казахстана. Составлено по данным И. В. Глухана и др., 1983 г. [78, с. 118–121].

Каждая точка соответствует анализу сборной пробы, составленной из сотен и тысяч частных проб. *1* – кремневые породы, *2* – карбонатные породы, *3* – аргиллиты, *4* – песчаники и алевролиты, *5* – кислые эффузивы.

оказался магнезиальной породой – щелочным псевдосиаллитом, т. е., скорее всего, каким-то туффоидом. Что касается состава «песчаника» ан. 15, то его попадание в контур кластера VI (кислые эффузивы) показывает, что это либо кислый туффоид, либо просто эффузив. Во всяком случае, по общей и нормативной щелочности он ничем от них не отличается.

И только для карбонатных пород можно говорить о какой-то «тектонической» специализации. При одинаковом составе карбонатного вещества (известняки слабодоломитовые), субплатформенные менее чистые карбонаты кластера IIa оказываются, как ни странно, относительно менее гидролизатными (ГМ 0. 17) и железистыми (ЖМ 0. 52), чем чистые (рифогенные?) геосинклинальные карбонаты кластера IIb (ГМ 0.29, ЖМ 1.43). Последние отличаются и большей титанистостью (ТМ 0.096 против 0.059). Впрочем, применительно к чистым карбонатным породам использование ГМ может быть сомнительным вследствие возможного влияния карбонатного железа ($FeO_{карб}$).

Многие осадочные формации выделены не по лито-тектоно-стратиграфическому основанию, а по признаку присутствия в них полезного ископаемого. Таковы, в частности, фосфатоносные формации – весьма разные по составу нефосфатных отложений. В табл. 51 и на рис. 52 даны средние составы трех главных фосфатоносных формаций: глауконитовых (верхний мел, ордовик), терри-

Таблица 50

Химический состав главных типов пород Чу-Илийского рудного пояса и северо-востока Центрального Казахстана. Составлено по данным И.В.Глухана и др., 1983 г. [78, с. 118—121]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	IVa	IVb	V
	Кремнистые породы	Карбонатные породы		Аргилиты	Песчаники, алевролиты	Алевролиты	Песчаники
	Гиперсилит	Карбонатолит		Нормосиаллит		Щелочной гипосиаллит	Щелочной миосилит
m	3186	1755	1139	290	3680	2995	3567
n	2	2	2	2	4	5	4
SiO_2	96.11	23.05	5.72	56.80	58.88	64.06	69.48
TiO_2	0.08	0.14	0.06	0.89	0.82	0.69	0.58
Al_2O_3	1.15	2.38	0.63	17.83	16.72	14.61	12.74
Fe_2O_3	0.35	0.80	0.64	3.89	2.51	3.52	1.88
FeO	1.31	0.42	0.25	2.22	3.75	1.78	2.20
MnO	0.02	0.11	0.09	0.05	0.09	0.11	0.07
MgO	0.11	3.36	4.47	1.63	2.08	2.51	1.32
CaO	0.18	36.17	46.13	1.79	3.14	2.99	2.73
Na_2O	0.08	0.36	0.24	0.82	2.44	2.98	3.01
K_2O	0.24	0.48	0.13	2.00	2.05	2.18	2.04
P_2O_5	0.05	0.06	0.06	0.16	0.24	0.19	0.16
П. п. п.	0.38	32.09	41.12	11.24	6.88	4.13	3.88
Сумма	100.03	99.38	99.52	99.29	99.59	99.75	100.08
ГМ	0.03	0.17	0.29	0.44	0.41	0.32	0.25
ФМ	0.02	0.20	0.94	0.14	0.14	0.12	0.08
АМ	0.01	0.10	0.11	0.31	0.28	0.23	0.18
ТМ	0.066	0.059	0.096	0.050	0.049	0.047	0.046
ЖМ	1.38	0.52	1.43	0.33	0.36	0.35	0.31
НКМ	0.27	0.35	0.58	0.16	0.27	0.35	0.40
ЩМ	0.30	0.70	1.80	0.40	1.20	1.40	1.50

Таблица 50 (*продолжение*)

Окислы и модули	VI	6	15	25	26	29	30
	Кислые эффузивы (щелочной миосилит)	Песчаники (миосилит)	Алевролиты (щелочной миосилит)	Кремнистые породы (гиперсилит)		Карбонатные породы (карбонатолит)	
m	6467	976	208	22	52	118	250
n	5						
SiO_2	73.14	69.15	69.33	96.00	95.00	4.37	23.87
TiO_2	0.26	0.80	0.55	0.10	0.10	0.03	0.19
Al_2O_3	13.71	11.91	12.76	0.73	0.49	0.15	3.95
Fe_2O_3	1.42	1.78	2.30	0.10	0.10	0.41	1.77
FeO	1.55	3.47	1.72	1.70	3.07	0.29	0.39
MnO	0.06	0.07	0.05	0.03	0.04	0.12	0.23
MgO	0.44	2.49	1.38	0.16	0.22	13.76	1.33
CaO	0.95	2.35	2.30	0.24	0.15	36.47	38.30
Na_2O	3.97	3.06	3.61	0.11	0.06	0.12	0.62
K_2O	3.37	1.77	3.20	0.09	0.04	0.08	0.26
P_2O_5	0.08	0.19	0.12	0.01	0.01	0.09	0.10
П. п. п.	1.04	3.24	2.55	0.05	0.15	43.49	28.72
Сумма	99.98	100.28	99.87	99.32	99.43	99.38	99.73
ГМ	0.23	0.26	0.25	0.03	0.04	0.23	0.27
ФМ	0.05	0.11	0.08	0.02	0.04	3.31	0.15
АМ	0.19	0.17	0.18	0.01	0.01	0.03	0.17
ТМ	0.019	0.067	0.043	0.137	0.204	0.200	0.048
ЖМ	0.22	0.42	0.31	2.20	5.44	4.56	0.58
НКМ	0.54	0.41	0.53	0.27	0.20	1.33	0.22
ЩМ	1.20	1.70	1.10	1.20	1.50	1.50	2.40

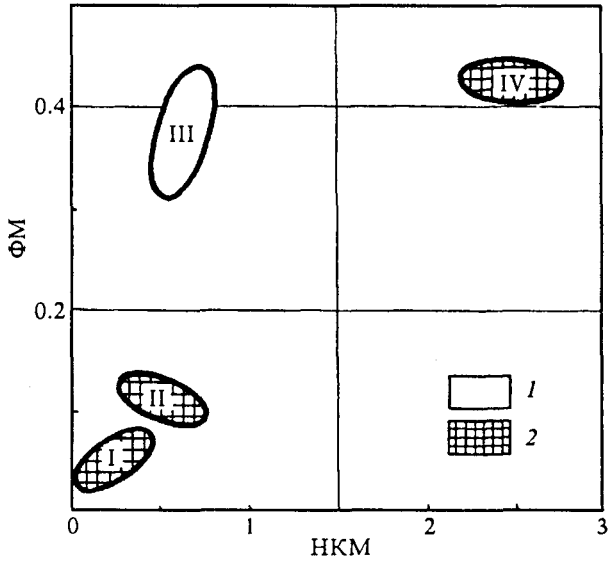


Рис. 52. Модульная диаграмма для фосфоритов основных фосфатоносных формаций – кремнисто-доломитовой (*1*) и разных (*2*). Составлено по данным А. И. Смирнова, 1972 г. [241, с. 94–97].

генно-карбонатных (верхний мел Ближнего Востока) и кремнисто-доломитовых (кембрий, Каратау). Как видно, литохимические кластеры на модульной диаграмме НКМ–ФМ не полностью совпадают с формационными группами. Только кластер III целиком образован кембрийскими фосфоритами Каратау, тогда как кластеры I, II, IV – смешанные: ордовик + мел (кластер I), мел + кембрий (кластеры II и IV).

В итоге следует признать, что для целей формационных, надрегиональных и глобальных сопоставлений, требующих большого и очень большого усреднения аналитического материала, достаточно тонкие литохимические инструменты оказываются в большинстве случаев, по-видимому, просто ненужными вследствие очень слабой корреляции структурно-формационных признаков с литохимическими.

Краткие выводы

1. Последовательное применение химической классификации в ряде случаев приводит к столкновению с литологической традицией, когда обнаруживается несовпадение границ литологических и химических. В такой ситуации возможны два выхода, в терминах «итеративной процедуры М (мерон) ⇒ Т (таксон)»: а) приспособление («подгонка») литохимического таксона T_1 под имеющийся

Таблица 51

Средний химический состав фосфоритов основных фосфатоносных формаций. Составлено по данным А. И. Смирнова, 1972 г. [242, с. 94—97]

Окислы и модули	I	II	III	IV
	Глауконитовая (фосфатный суперсилит)	Разные (фосфатный нормосилит)	Кремнисто-доломитовая	Разные
			Фосфатолит	
n	2	2	2	2
SiO_2	72.21	37.80	9.11	6.02
Al_2O_3	1.46	2.10	1.08	0.23
Fe_2O_3	2.44	2.22	1.90	1.81
FeO	0.48	0.28	0.46	1.16
MnO	0.06	—	0.01	—
MgO	0.32	0.48	2.35	1.78
CaO	10.49	28.89	43.37	46.13
Na_2O	0.21	0.26	0.64	0.58
K_2O	0.29	0.72	—	0.04
P_2O_5	7.24	15.75	27.37	29.03
CO_2	1.20	6.65	6.53	7.01
$C_{орг}$	2.48	0.28	—	—
SO_3	1.30	0.80	1.40	1.50
FeS_2	—	0.01	0.18	0.90
F	0.62	1.50	2.48	2.83
П. п. п.	3.23	2.57	2.71	1.79
Сумма	104.02	100.29	99.56	100.87
ГМ	0.06	0.12	0.38	0.53
ФМ	0.04	0.08	0.52	0.79
АМ	0.02	0.06	0.12	0.04
ЖМ	2.04	1.19	2.20	13.18
НКМ	0.34	0.47	0.60	2.76
ЩМ	0.70	0.40	—	14.50

литологический таксон T_0 путем изменения первоначально заданного мерона M_1 по схеме: T_0; $(M_1 \rightarrow T_1) \Rightarrow (M_2 \rightarrow T_0)$; б) изменение границ литологического таксона по схеме: $T_0 \Rightarrow (M_1 \rightarrow T_1)$.

Второй путь отдает приоритет химическому таксону перед литологическим и является более принципиальным.

2. Практика показывает, что проблема соотношения таксонов литологических (литотипов) и химических (хемотипов) актуальна только для силикатных и оксидных пород, при химической классификации которых используется гидролизатный модуль ГМ. Именно для таких пород чаще всего наблюдается частичное несовпадение литотипов с хемотипами. Анализ примеров такого рода показывает, что «литохимическая реальность», как правило, значительно богаче

«литологической реальности», т. е. в большинстве случаев число выделяемых на модульных диаграммах кластеров-хемотипов оказывается бóльшим, нежели число описанных литотипов. Это имеет крупное эвристическое значение, ибо дает геологу «информацию к размышлению», побуждающую к более тщательному изучению, казалось бы, однородных литотипов.

3. Тем не менее необходимо иметь в виду, что используемые нами модульные границы хемотипов, и в частности, сиаллитовый стандарт, – являются границами *назначенными* на основе практического опыта и интуиции. Они уже начали уточняться объективным статистическим способом – путем изучения частотных графиков для петрохимических модулей.

4. Часто применяемые *в мелкомасштабной геохимии стратисферы* средние составы свит, осадочных формаций или целых сегментов стратисферы – неблагодарный объект для литохимического исследования. Громадное усреднение материала, фактически интегрирующее сложное взаимодействие факторов тектоники, климата и петрофонда, обесценивает тонкие инструменты литохимического анализа. Поэтому для целей формационного анализа и других методов, предусматривающих сильное усреднение химических анализов, приемы литохимии, как правило, оказываются неэффективными и применение их нами не рекомендуется.

ГЛАВА 6

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТАКСОНОВ

6.1. Силиты

Как указано в гл. 2, таксон «силиты» обнимает алюмосиликатные породы с ГМ < 0.30. В него попадают кремневые (аквагенные), кварц-полевошпатовые (петрогенные) и существенно кварцевые (литогенные) обломочные породы, а также некоторые пирогенные – кислые туффоиды. Петрогенные и пирогенные породы часто аттестуются как *щелочные* силиты ($Na_2O + K_2O >$ > 5 %).

Гипер- и суперсилиты. Классы *гиперсилитов* (ГМ < 0.05) и *суперсилитов* (ГМ 0.06–0.10) охватывают особо чистые кремневые и кварцевые породы, причем в гиперсилитах содержание SiO_2 обычно составляет не менее 80 %. В частности, судя по анализам, приведенным В. Н. Швановым [276, с. 151–152], к гиперсилитам относятся *песчаники кварцевые* (ГМ 0.004–0.015) и отчасти *олигомиктовые* (ГМ 0.02–0.08). Гипер- и суперсилитами являются,

например, верхневендские кварцевые песчаники бережковской свиты Приднестровья (ГМ 0.02), воронцовской и лонтовской свит Прибалтики (ГМ 0.05 и 0.10) [72, с. 76–77]. Многие палеозойские фтаниты и кремни [98, 297] являются гиперсилитами;[1] часть трепелов, спонголиты и «кремневидная» разновидность мел-палеогеновых опок Русской платформы [182] тоже аттестуются как гиперсилиты.

В отсутствии достаточных литологических данных (особенно при работе с кварцитами, в которых исходные структуры уничтожены перекристаллизацией и бластезом), очень актуальна задача распознавания силитов аквагенных (кремневых пород) и литогенных силитов типа second cycle rock (монокварцевых песчаников). Наш опыт показывает, что такая диагностика может быть вполне успешной при учете четырех-пяти признаков силитов.

1. *Характер породной ассоциации.* Ассоциация силитов с гидролизатами (например, с каолинитовыми глинами) – сильное свидетельство в пользу их литогенной природы, тогда как ассоциация с марганцевыми карбонатами, щелочными сиаллитами и алкалитами свойственна аквагенным (кремневым) силитам.

2. *Титанистость.* Для литогенных силитов типа second cycle вследствие реализации закономерности Мигдисова весьма характерна супер- и гипертитанистость, тогда как для аквагенных – повышенный ТМ наблюдается в основном в яшмах и гораздо реже – во фтанитах (и обычно обязан влиянию базитовой пирокластики или железистых эксгаляций, что выдается позитивной корреляцией ТМ–ЖМ).

3. *Щелочность.* Существенно кварцевые псаммитолиты содержат очень мало глинистой (или слюдистой) примеси и поэтому обладают минимальной величиной общей щелочности. Напротив, аквагенные силиты (кремни) тесно ассоциируются с туффоидами и поэтому нередко бывают более щелочными. Отличается и величина НКМ: в «зрелых» литогенных силитах обычно крайне низкое отношение «полевые шпаты/слюды», поэтому величина НКМ мала, а в аквагенных наоборот – примесь полевошпатовой пирокластики часто обусловливает высокие значения НКМ.

4. *Марганцовистость и железистость.* Яшмы и фтаниты часто ассоциируются с гидрогенными накоплениями железа и марганца, что несвойственно литогенным кварцевым песчаникам (за весьма характерным исключением глауконитовых).

5. *Содержание* $C_{орг}$. Многие кремневые породы (фтаниты) квалифицируются как «черные сланцы» – им свойственно повышенное (> 1 %) содержание $C_{орг}$, достигающее иногда уровня кахитолитов [300]. Напротив, для литогенных силитов накопления

---

[1] Именно необходимость как-то выделить особо кремнеземистые силициты (с SiO_2 нередко даже больше 90 %) в черносланцевых толщах Пай-Хоя вынудила нас в 1977–1981 гг. в пределах класса «эвсилиты» (ГМ < 0.10) дополнительно ввести подразделение «ультраэвсилиты» с ГМ < 0.05 [302, с. 18].

ОВ совершенно нехарактерны. Поэтому, в частности, «графитистые кварциты» – это с высокой вероятностью метасилициты, а не метапсаммиты.[2]

Отметим случаи особого «коварства» Природы, когда к терригенному кварцевому материалу в разной пропорции подмешивается аквагенный (биогенный) кремневый материал, формирующий, например, кремневый цемент кварцевых песчаников! Такие породы – окремнелые кварцевые песчаники и алевролиты – наблюдаются в пагинской свите D_2 Лемвинской структурно-фациальной зоны Севера Урала. При накоплении осадков этой свиты обломочный кварц из кор выветривания на континенте Русской плиты был сброшен турбидными потоками на континентальный склон Уральского палеоокеана, где «фоновые» осадки были кремнистыми [98].

Не менее «коварный» случай представляет ассоциация эоценовых платформенных силицитов-опалитов (опок, трепелов и диатомитов) с кварцевыми песками и песчаниками в Западной Сибири. Здесь диагноз может осложняться диагенетическими миграциями кремнезема, что приводит к вторичному окремнению как песков, так и самих силицитов! [69]. Одним из признаков такого (метасоматического) окремнения может служить экстремально высокое значение модулей ТМ и ЖМ при убогих содержаниях титана и железа. *Дело в том, что окремнение сопровождается выносом глинозема*, что и ведет к резкому повышению значений ТМ и ЖМ. Такой случай, по-видимому, представляют «кварциты» среди палеозой-мезозойских «геосинклинальных силицитов» Сахалина, описанные Н. Г. Бродской [193]. Первичным субстратом этих явно вторичных образований могли послужить как кремневые, так и терригенные породы.

Нормосилиты. Класс *нормосилиты* (ГМ 0.11–0.20) охватывает большинство песчаников, многие кислые туффоиды и, может быть, также большинство кремневых пород (хотя среди них весьма ощутима доля первых двух классов). Сюда попадают аркозы, полевошпат-кварцевые и слюдистые песчаники, кислые граувакки, а также многие кварцевые алевролиты, в которых уже существенна глинистая или слюдистая примесь. Среди палеозойских кремневых пород нормосилитами являются обычно «глинисто-кремнистые сланцы» [98, 297], а среди более молодых, например, – большинство эоценовых опок, трепелов и диатомитов Западно-Сибирской плиты [69] и часть мел-палеогеновых диатомитов Русской платформы [182].

---

[2] Наиболее объемные материалы (сотни анализов и десятки выборок, обработанные в литохимическом стандарте ЮК), характеризующие черносланцевые кремнистые толщи палеозоя батиального типа [218] сосредоточены в наших монографиях по Пай-Хою и Лемвинской зоне Севера Урала, к которым и отсылается заинтересованный читатель [98, 297]. Много средних составов разновозрастных углеродистых силитов всего мира (от архея до кайнозоя включительно) приведено в книге «Геохимия черных сланцев» [300].

Судя по средним данным для песчаных пород, приведенным в книгах В. Н. Шванова, Ф. Петтиджона и др., нормосилитами оказываются «*средний песчаник*» [207] с величинами ТМ, ЖМ и НКМ, равными соответственно 0.056, 0.44, 0.35, практически все *аркозы* (ГМ 0.15–0.20), в числе которых – альбитофировые (0.16–0.18), а из граувакк – *полимиктовая кварцевая* (0.13), *известковая литокластическая кварцевая* (0.12), *известковая кварцевая* (0.18) [276, с. 151–152, 173, 188].

Миосилиты. Класс *миосилиты* (ГМ 0.21–0.30) образует естественный переход от силитов к сиаллитам. С одной стороны, это псаммитолиты грауваккковые, а с другой – просто более алевритовые, в частности, многие алевролиты. Оба этих признака связаны с повышенной долей полевошпатового и/или глинисто-слюдистого материала. Это хорошо видно на примере рифейских граувакк и алевролитов Арморикансного массива СЗ Франции [329], где песчаники-граувакки являются в среднем щелочными миосилитами, тогда как алевролиты – щелочными гипосиаллитами. При этом алевролиты оказываются несколько более железистыми (ЖМ 0.32 против 0.29) и значительно менее натровыми (ЩМ 0.83 против 1.6). Эти признаки имеют очевидное объяснение: в песчаниках больше кварца и плагиоклазов (поэтому ниже ГМ, выше НКМ и ЩМ), а в алевролитах наоборот – меньше кварца и больше глинистого вещества (поэтому выше ГМ и ниже НКМ).

Судя по анализам нижнепалеозойских «граувакк» ЮВ Австралии [361], из которых ордовикские особенно богаты полевыми шпатами, величина ГМ в них может достигать уровня гипосиаллитов.

По средним данным для песчаных пород к миосилитам принадлежат *кислые петрокластические граувакки* (ГМ 0.21), *собственно граувакки* (0.29) и *литоидные арениты* (0.21) Ф. Петтиджона и др. [208], *эвгеосинклинальные песчаники* Г. Миддлтона [343] (0.28), *литокластогенные граувакки* В. Д. Шутова [281] (0.21). Например, как можно судить по анализам И. П. Дружинина [100, с. 88], изученные им среднекарбоновые «кварцево-полевошпатовые граувакки» Джезказгана содержат до 15 % карбоната и аттестуются как нормо- и миосилиты (отложения кос и пересыпей) и даже как щелочные нормосиаллиты (дельтовые отложения). Щелочная разновидность миосилита отличается минимальной железистостью и, судя по величине НКМ (0.44), наиболее богата полевыми шпатами. Отмечается тенденция позитивной корреляции ТМ–ЖМ, что характерно для петрогенного материала, не претерпевшего значительного выветривания. К щелочным миосилитам относятся и петрогенные натровые аркозы ачимовской толщи K_1 в Западной Сибири (материалы Б. А. Лебедева, 1997 г.).

Среди палеозойских *кремневых пород* миосилитами являются, как правило, «кремнисто-глинистые сланцы» [98, 297], а среди более молодых, например, – эоценовые «глинисто-алевритистые

опоки» и «глинистые диатомиты» Западно-Сибирской плиты [69] и часть мел-палеогеновых диатомитов Русской плиты [182].

Заметим также, что к миосилитам (и к родственным им гипосиаллитам) относится такое образование, как *атмосферная пыль*, в основном представляющая собой смесь петро-литогенного и пирогенного материала. Например, судя по трем анализам, приведенным Э. В. Соботовичем и др. [243, с. 94–95], пыль, собранная на приэльбрусском леднике Гарабаши, относится к классу гипосиаллитов и близкому к нему классу миосилитов. Характерна натровость пыли (ЩМ > 1), что свойственно и псаммоидам, и туффоидам.

Формально к миосилитам относятся также граниты и липариты [18, с. 279], имеющие ГМ 0.23 и 0.22 соответственно. Естественно, что эти составы близки к составу их дериватов – аркозов. Все же аркозы, как правило, породы более кремнеземистые (а именно чаще нормо-, чем миосилиты) и нередко с меньшим ТМ. И то и другое являются следствием потери полевых шпатов при выветривании. Впрочем, процессы механической дифференциации кластики могут, напротив, значительно повысить ТМ аркозов по сравнению с исходными гранитами. Что же касается особо низкотитанистых риолитов, то ТМ любых аркозов, по-видимому, всегда выше, чем ТМ любых риолитов.

В отсутствии достаточной литологической информации для распознавания аквагенных (кремневых) и петролитогенных (терригенных) миосилитов наиболее информативна величина общей щелочности. Особенно интересны щелочные гиперкалиевые (ЩМ < 0.30) миосилиты с величиной $Na_2O + K_2O > 5$ %. Это весьма специфические образования – красноцветные высококалиевые аркозы, характерные только для докембрия, когда вследствие повышенного содержания CO_2 в атмосфере выветривание было достаточно интенсивным даже в условиях аридного климата. Такое выветривание породило мощные терригенные толщи, представленные высококалиевыми породами – аркозами (щелочными силитами) и глинами (щелочными сиаллитами и даже гидролизатами) [298]. Таким образом, ассоциация «силиты (щелочные силиты) – щелочные сиаллиты ± щелочные гидролизаты» характеризует продукты древнего аридного выветривания.[3]

6.2. Сиаллиты

К этому таксону относится большинство петро-литогенных глинистых и алевроглинистых пород, некоторые песчаные породы, а щелочные разновидности сиаллитов могут оказаться либо породами пирогенными – туффоидами, либо, в случае их ассоциации со щелочными гидролизатами, – дериватами коры выветривания.

[3] Подробнее вопрос об аридном выветривании рассматривается нами в гл. 8.

Например, к числу сиаллитов относятся описанные В. Н. Швановым [276, с.188] *петрокластические основные граувакки*, связанные с разрушением толеитовых базальтов (ГМ 0.39) и порфиритов (ГМ 0.43). Первая из них, несмотря на свою принадлежность к нормосиаллитам, имеет состав гипертитанистый и супержелезистый (ТМ 0.101, ЖМ 0.56). Вторая же по этим параметрам похожа на глинистую породу, но отличается невозможной для любых глин величиной ЩМ = 1.9, тогда как даже для самых натровых катархейских метапелитов ЩМ не превышает 0.7, а для фанерозойских вдвое меньше [228, с. 142–144].

Выше отмечалось, что *гипосиаллиты* (ГМ 0.31–0.35) тесно связаны с миосилитами и эта связь отражает промежуточное положение состава алевритовых пород между песчаными и глинистыми. При этом можно заметить определенную закономерность: ***алевритовые породы гумидных формаций при кластеризации обычно ассоциируются с глинистыми породами, тогда как в аридных толщах они чаще объединяются в единых кластерах с песчаными породами.***

С другой стороны, *суперсиаллиты* (ГМ 0.49–0.55) являются естественным мостиком к гидролизатам – образованиям коры выветривания. Например, «глина с галлуазитом» в составе палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы [214, с. 157] аттестуется как суперглиноземистый суперсиаллит (ГМ 0.50, АМ 0.38).

Роль сиаллитов в литосфере. Как уже указывалось, сиаллиты – самые распространенные породы стратисферы. Например, на четырех древних платформах объемная доля глинистых пород в осадочном чехле составляет 43.1 % [226], и все они аттестуются как сиаллиты – воплощение сиаллитового стандарта. Действительно, средний состав глинистых пород осадочного чехла древних платформ отвечает таким нормосиаллитам, которые почти по всем параметрам отвечают «норме»: нормотитанистым (ТМ 0.052), нормощелочным (НКМ 0.29), гипонатровым (ЩМ 0.26), норможелезистым (ЖМ 0.33) и нормофемическим (ФМ 0.14). Помимо осадочных в качестве сиаллитов аттестуются и весьма распространенные магматические и метаморфические горные породы среднего состава, а также целые литосферные оболочки, такие как «гранитная» и «базальтовая». В частности, рассчитанные А. А. Беусом средние составы [18, с. 280–281] соответствуют: *гранодиориты* – гипосиаллиту, нормальному по ТМ, ЖМ, гипофемическому и супершелочному; *чарнокиты* – гипосиаллиту, нормальному по ТМ, ФМ, ЖМ, супершелочному; *андезиты* – нормосиаллиту, нормальному по всем параметрам. Итак, андезит оказывается как бы эталоном среднего сиаллита. Тем не менее андезит имеет два коренных отличия от глины: 1) натровость, ЩМ > 1, а в большинстве глин ЩМ < 1; 2) высокое содержание силикатного CaO (6.1 %), которого в глинах быть не может.

Показательна также аттестация средних составов метаморфитов, рассчитанных А. А. Беусом: *парагнейсы* – это гипосиаллиты, а *кристаллические сланцы* – нормосиаллиты; те и другие нормальны по всем параметрам.

Даже из этих, в высшей степени усредненных данных состава гранитно-метаморфической оболочки континентальной коры видно, что парагнейсы произошли в основном из псаммоидов, а кристаллические сланцы – соответственно из пелитоидов. При этом в целом гранитно-метаморфическая оболочка ближе всего именно к составу парагнейсов.

Что же касается *модельного состава континентальной литосферы* (которую традиционно представляют как смесь 2:1 гранулит-базитовой и гранитно-метаморфической оболочек), то, как было уже давно установлено, ее состав близок к андезиту. Отличие – повышенные титанистость (ТМ 0.065 против 0.049) и железистость (ЖМ 0.45 против 0.38), *что объясняется вкладом базальтов* – пород, богатых железом и титаном.

Парагенезисы сиаллитов. Изученные нами сиаллиты образуют сотни выборок, обработанных в литохимическом стандарте ЮК; здесь мы ограничимся несколькими примерами, пока-

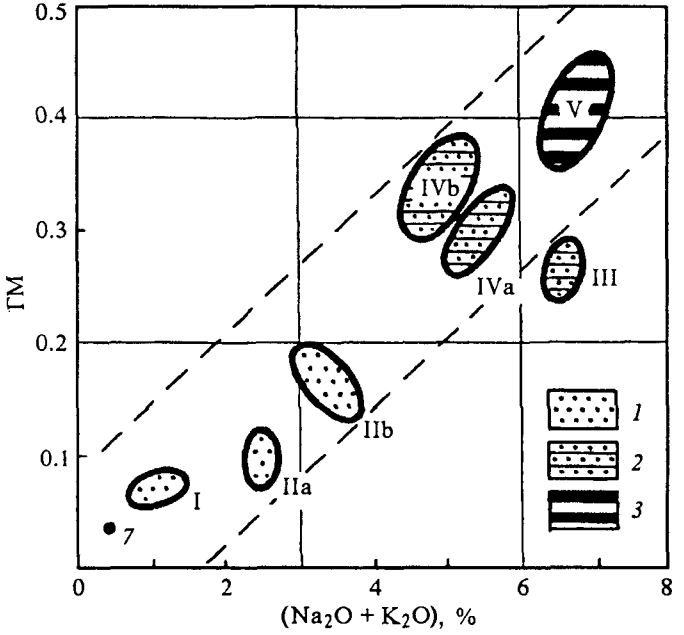


Рис. 53. Модульная диаграмма для терригенных пород среднерифейской шатакской свиты Южного Урала. Составлено по данным В. П. Парначева и др., 1986 г. [202 , с. 51].

1 – песчаники, *2* – алевролиты, *3* – аргиллиты.

зывающими парагенетические связи этих пород с силитами и гидролизатами.

В табл. 52 и на рис. 53 даны составы терригенных пород среднерифейской шатакской свиты на Южном Урале, в числе которых – песчаники (кварцевые и субаркозовые), алевролиты и аргиллиты [202]. Выделяются семь кластеров и отдельный состав.

Кластер I объединяет *кварцевый и субаркозовый песчаники*; они аттестуются как нормощелочные суперсилиты. Попадание их в один кластер показывает условность литологического определения – в данном случае литохимическая граница валиднее. Включение в кластер I соседнего обр. 7 формально возможно, однако сомнительно вследствие аномальных значений ТМ и ЖМ в этом песчанике. По-видимому, он обогащен тяжелой фракцией (перемыв?).

Кластер II образуют *субаркозовые песчаники*: это нормощелочные гипотитанистые нормосилиты.

Кластеры III и IV представлены *алевролитами*. Очевидно, что миосилиты кластера III – это породы менее, а гипосиаллиты кластера IV – более глинистые. Заметим, что в кластер IV попал и один образец аргиллита; вновь литохимическая граница оказывается надежнее, чем литологическая.

Кластер V представлен *аргиллитами*-нормосиаллитами.

Рассмотрение средних составов верхневендских аргиллитов Русской платформы, изучавшихся А. В. Сочавой и др. [72], показывает, что на фоне доминирующих сиаллитов с ГМ 0.37–0.50 выделяется гидролизатный состав аргиллитов могилевской и близкой к ней ярышевской свит Приднестровья и плетеневской свиты Московской синеклизы (ГМ 0.55–0.65), что заставляет предположить присутствие в этих толщах продуктов переотложения коры выветривания. Указанные свиты находятся в самом основании верхневендской толщи (низы редкинского горизонта). Как отмечают А. В. Сочава и др., эти и некоторые другие особенности состава *«связаны, в частности, с повышенным содержанием каолинита и определяются участием в их формировании... кор выветривания на кристаллическом фундаменте платформы...»* [72, с. 72].

Приведенные примеры показывают, что выделение классов сиаллитов (гипо-, нормо-, суперсиаллитов) отнюдь не является чисто формальной процедурой: ***сиаллиты разных классов нередко несут вполне определенную генетическую нагрузку***. В частности, давней традицией сибирской литологии (идущей от В. П. Казаринова и Ю. П. Казанского) является дифференциация платформенных терригенных толщ по степени «зрелости», т. е. в терминах литохимии – по классам сиаллитов. Такая дифференциация позволяет делать фациальные реконструкции, которые в свою очередь можно использовать для прогноза рудоносности осадочных толщ.

В табл. 53 и на рис. 54 даны оцененные С. В. Сараевым [235] *средние* составы осадочных пород нижнерифейской(?) сухопитской серии Енисейского кряжа, в составе свит (снизу вверх) кординской, горбилокской, удерейской (золотоносной и отчасти черносланцевой), погорюйской и сосновской. Бросается в глаза четкое обособление глинистых пород погорюйской и сосновской свит (кластер I) от филлитов удерейской и горбилокской свит

Таблица 52

Химический состав терригенных пород среднерифейской шатакской свиты Южного Урала. Составлено по данным В. П. Парначева и др., 1986 г. [202, с. 51]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	IVa	IVb	V	7
	Песчаники кварцевые	Песчаники субаркозовые		Алевролиты			Аргиллиты	Песчаник кварцевый (гиперсилит)
	Суперсилит		Нормосилит	Щелочной миосилит		Гипосиаллит	Щелочной нормосиаллит	
n	2	2	2	2	3	3	5	
SiO_2	90.73	87.59	81.13	71.51	70.93	67.40	64.20	95.30
TiO_2	0.16	0.23	0.47	0.51	0.82	0.68	0.74	0.24
Al_2O_3	3.53	7.05	11.39	16.97	17.29	15.81	19.52	1.41
Fe_2O_3	2.21	0.80	1.13	1.19	2.41	3.85	4.19	0.76
FeO	0.88	0.49	0.58	0.37	0.99	2.17	1.73	1.50
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
MgO	0.75	0.85	1.38	2.11	1.37	1.61	2.15	0.09
CaO	0.64	0.50	0.47	0.34	0.61	1.25	0.61	0.11
Na_2O	0.06	0.07	0.24	0.15	0.15	0.14	0.14	0.20
K_2O	0.97	2.42	3.13	6.39	5.27	4.75	6.64	0.25
P_2O_5	0.07	0.01	0.03	0.01	0.15	0.42	0.07	0.11
Сумма	100.00	100.00	99.95	99.55	100.00	98.09	100.00	100.00
ГМ	0.07	0.10	0.17	0.27	0.30	0.33	0.41	0.04
ФМ	0.04	0.02	0.04	0.05	0.07	0.11	0.13	0.02
АМ	0.04	0.08	0.14	0.24	0.24	0.23	0.30	0.01
ТМ	0.045	0.033	0.041	0.030	0.047	0.043	0.038	0.170
ЖМ	0.84	0.18	0.14	0.09	0.19	0.37	0.29	1.39
НКМ	0.29	0.35	0.30	0.39	0.31	0.31	0.35	0.32
ЩМ	0.10	<0.10	0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.80

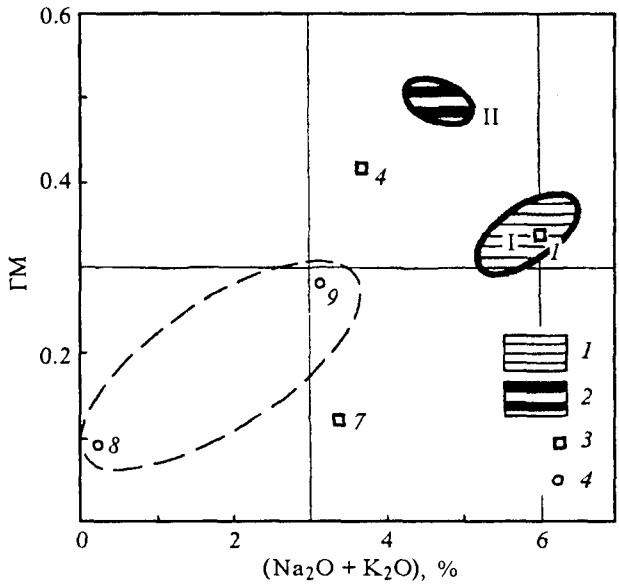


Рис. 54. Модульная диаграмма для средних составов отложений сухопитской серии Енисейского кряжа. Каждая точка отвечает среднему из 5–19 анализов. Составлено по данным С. В. Сараева, 1983 г. [235, с. 128–129].

1 – глинистые и алевритовые сланцы (погорюйская и сосновская свиты), *2* – глинистые сланцы и филлиты (удерейская и горбилокская свиты), *3* – метаалевролиты и метапесчаники (кординская, удерейская, сосновская свиты), *4* – известняки и известковистые сланцы сосновской свиты.

(кластер II). Очевидно, что первые – алевритистые (аттестуются как гипосиаллиты), тогда как вторые – более глинистые и аттестуются как суперсиаллиты. Соответственно у первых ниже ГМ (0.33 против 0.49) и АМ (0.24 против 0.32) и заметно выше натровость (ЩМ 0.56 против 0.44). По мнению С. В. Сараева, *«стратиграфическим уровням с повышенной золотоносностью (удерейская свита) отвечали наиболее зрелые осадки, материал которых поступал из тектонически стабильных областей»* [235, с. 136].

Не отрицая такого вывода, заметим, однако, что в состав кластера I входят и горбилокские филлиты, практически ничем не отличающиеся по составу от удерейских. Что касается карбонатных, карбонатсодержащих и метатерригенных пород, то все они принадлежат к сосновской свите и показывают значительное разнообразие (ан. 7, 8, 9). Удерейские алевролиты (ан. 4) тяготеют к «своим» филлитам кластера II, а кординские метаалевролиты мало отличаются от погорюйских и сосновских глинистых пород (ан. 1 в контуре кластера I).

Натровые сиаллиты. Для большинства сиаллитов-пелитоидов характерны низкие и умеренные значения щелочного модуля ЩМ, позволяющие их аттестовать как гипонатровые (ЩМ < 0.30) и

Таблица 53

Химический состав отложений сухопитской серии Енисейского кряжа. Составлено по данным С. В. Сараева, 1983 г. [235, с. 128-129]

Окислы и модули	I	II	I	4	7	8	9
	Глинистые сланцы (щелочной гипосиаллит)	Сланцы и филлиты (суперсиаллит)	Метатерригенные породы (щелочной нормосиаллит)	Метаалевролиты (нормосиаллит)	Песчаники (нормосилит)	Известняки (карбонатолит)	Известковые сланцы (карбонатный Mn миосилит)
m	31	35	6	14	5	3	9
n	3	2					
SiO_2	65.78	59.31	64.19	63.09	78.72	4.52	47.95
TiO_2	0.89	1.16	0.76	1.34	0.22	0.03	0.44
Al_2O_3	16.02	19.25	14.59	15.80	7.09	0.01	7.48
Fe_2O_3	1.49	2.48	2.00	2.21	0.47	0.09	3.35
FeO	3.57	6.18	4.49	7.03	1.77	0.30	1.16
MnO	0.03	0.13	0.07	0.07	0.08	0.02	1.29
MgO	1.69	1.68	2.62	1.99	0.73	0.70	2.16
CaO	0.66	0.56	2.07	0.63	3.71	51.10	16.80
Na_2O	2.13	1.45	1.95	0.94	1.96	0.12	1.43
K_2O	3.62	3.26	4.05	2.73	1.40	0.07	1.70
P_2O_5	0.09	0.13	0.12	0.17	—	0.06	0.14
П.п.п.	3.73	4.05	2.56	3.81	3.95	41.40	15.76
Сумма	99.70	99.63	99.47	99.81	100.10	98.42	99.66
CO_2	0.89	—	—	—	2.83	40.90	14.87
ГМ	0.33	0.49	0.34	0.42	0.12	0.10	0.29
ФМ	0.10	0.17	0.14	0.18	0.04	0.24	0.14
АМ	0.24	0.32	0.23	0.25	0.09	0.00	0.16
ТМ	0.056	0.060	0.052	0.085	0.031	3.000	0.059
ЖМ	0.30	0.43	0.43	0.54	0.32	10.25	0.73
НКМ	0.36	0.24	0.41	0.23	0.47	19.00	0.42
ЩМ	0.60	0.40	0.50	0.30	1.40	1.70	0.80

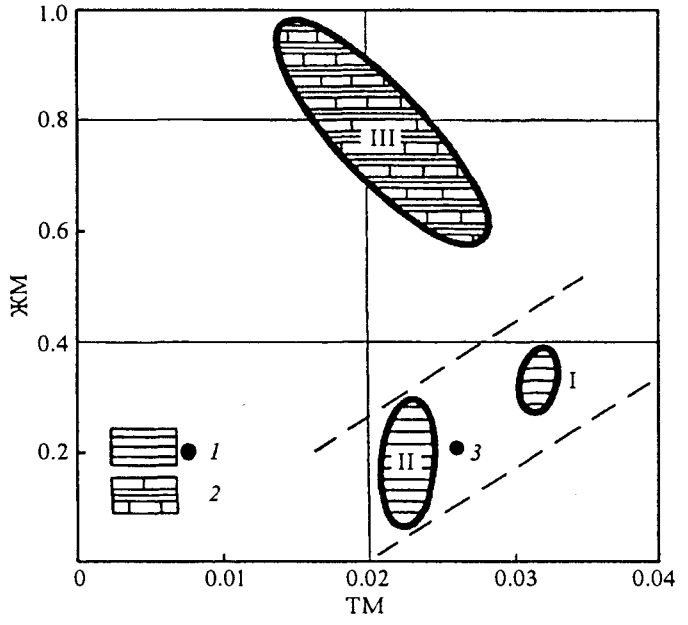


Рис. 55. Модульная диаграмма для карбоновых аргиллитов Львовско-Волынского бассейна. Составлено по данным Д. П. Бобровника, 1977 г. [22, с. 83].

Аргиллиты: *1* – маложелезистые, *2* – железистые.

нормонатровые (ЩМ < 0.31–1.0). Однако в некоторых случаях пелитоиды оказываются существенно натровыми (ЩМ > 1). Такие исключения из общего правила несут определенную генетическую информацию.

В табл. 54 и на рис. 55 обработано 8 анализов карбоновых аргиллитов Львовско-Волынского бассейна [22]. Эти анализы имеют две особенности. Во-первых, аргиллиты отчетливо гидролизатные: четыре суперсиаллита (кластер I и обр. 3) и четыре гидролизата (кластеры II и III). Во-вторых, хотя это несомненные пелитоиды, в пяти анализах ЩМ > 1: от 1.4 до 2.2. Это объясняется необычным составом глинистого вещества – доминацией в нем *гидропарагонита*. Два образца (кластер III) содержат диагенетический сидеритовый цемент, который законсервировал первичную гидрослюду – иллит; именно по этой причине данные породы остались гипонатровыми, что нормально для пелитоидов. По мнению Д. П. Бобровника, формирование гидропарагонита обязано реакции глин с хлоридно-натриевыми водами, т. е. аллохимическому процессу (или *наложенному эпигенезу* в понимании Б. А. Лебедева [153]). Следовательно, ***натровость пелитоидов-сиаллитов может быть указанием на аллохимический процесс.***

Таблица 54

Химический состав карбоновых аргиллитов Львовско-Волынского бассейна. Составлено по данным Д. П. Бобровника, 1977 г. [22, с. 83]

Окислы и модули	I	II	III	3
	Суперсиаллит	Гипогидролизат		Щелочной суперсиаллит
n	3	2	2	
SiO_2	56.49	45.24	46.14	56.04
TiO_2	0.68	0.59	0.43	0.58
Al_2O_3	21.53	26.09	19.27	22.14
Fe_2O_3	1.78	1.40	1.79	1.84
FeO	5.74	3.42	12.88	2.99
MnO	—	—	0.10	—
MgO	1.45	1.12	0.43	0.89
CaO	0.36	6.19	2.15	0.75
Na_2O	3.16	2.66	0.29	4.53
K_2O	1.76	1.21	3.86	2.53
П. п. п.	7.80	16.18	12.32	6.88
Сумма	100.76	104.10	99.65	99.17
ГМ	0.53	0.70	0.75	0.49
ФМ	0.16	0.13	0.33	0.10
АМ	0.38	0.58	0.42	0.40
ТМ	0.032	0.023	0.022	0.026
ЖМ	0.34	0.18	0.75	0.21
НКМ	0.23	0.15	0.22	0.32
ЩМ	1.80	2.20	0.10	1.80

6.3. Сиферлиты

Сиферлиты отличаются от сиаллитов большей железистостью. Несмотря на, казалось бы, сугубо произвольное назначение границы сиферлитов по значению ЖМ = 0.75, богатая литохимическая практика показала оправданность выделения этого таксона. Как правило, сиферлиты оказываются «непростыми» породами; они тесно ассоциируются либо с магнезиальными пиро- и петрогенными (псевдосиаллитами и др.), либо с гидролизатными образованиями.

Среди терригенных обломочных пород сиферлитами нередко оказываются граувакки. Например, приведенный В. Н. Швановым анализ *основной граувакки* Алайского хребта [276, с. 128] отвечает сиферлиту: ГМ = 0.49, ЖМ = 0.97. Эта явно петрокластическая порода богата не только железом ($Fe_2O_3 + FeO$ = 14.60 %), но также и титаном (TiO_2 = 2.25 %), что дает сильно повышенный ТМ = = 0.171.

Если железистые пелитовые породы в большинстве случаев аттестуются как гидролизаты, а не сиаллиты (ГМ > 0.55), то железистые псаммитовые (и даже псефитовые!) породы часто оказываются именно сиферлитами (а не силитами). Такие образования установлены, например, в составе латеритных покровов, где они образуют железистые панцири – кирасы. Однако в отличие от кирасы *бовальной* (in situ) такие кирасы отмечаются на склонах, присклоновых шлейфах и даже на равнинах. Как отмечает В. М. Синицын, они возникают при подпитке отложений грунтовыми водами, несущими восстановленное железо, которое на выходах вод окисляется. *«В этих типах кирас в отличие от кирасы бовальной цементации подвергаются не обломки растрескавшейся элювиальной железистой породы, а покровные отложения, участвующие в гравитационном движении (делювий, пролювий и даже аллювий)»* [236, с. 47–48].

Примером железистых псаммитов и псефитов могут служить гематитовые конгломераты и песчаники *алькесвожской толщи* на Приполярном Урале, которые обогатились железом за счет размыва древней (кембрийской) коры выветривания по вендским базальтам [111, 304, 308].

Иногда обе генетические линии сиферлитов (связанных с железо-магнезиальными базитами и с железистыми корами выветривания) могут совмещаться, и тогда формируются магнезиальные железистые породы – *псевдосиферлиты*. Таковы, например, триасовые песчано-алевролитовые породы в нижнем течении р. Лены, описанные А. В. Ивановской [113]. Состав их имеет три особенности: а) высокие значения ГМ (> 0.45, а один состав даже на границе гидролизатов: ГМ = 0.55); б) гипертитанистость трех ладинских (T_2) образцов: ТМ = 0.092–0.245; в) магнезиальность. Последнее вынуждает использовать график с ФМ для усреднения составов, на котором можно выделить два кластера, объединяющие верхне- и среднетриасовые породы (табл. 55). Носителями Fe и Mg в этих породах являются терригенные ильменит, магнетит, гематит и аутигенные – Fe-Mg хлорит и гетит-гидрогетит, образующие зерна или оолитовые бобовины. *«По-видимому, железосодержащие минералы тяготеют к прибрежным участкам или сосредоточиваются в подводных частях дельт... Источником сноса минералов, обогащенных железом, являлись основные эффузивные породы, галька которых была зафиксирована среди ладинских песчаников. Названные породы, вероятно, подвергались воздействию химического выветривания. Дополнительные концентрации минералов с большим удельным весом создавались путем естественного шлихования в литоральной зоне»* [113, с. 101–103].

Очевидно, что заключение об участии КВ в формировании этих псевдосиферлитов может быть сделано более уверенно, а не предположительно. Действительно, А. В. Ивановская указывает, что среди глинистых минералов доминируют «подвижный» хлорит и каолинит – вполне определенные признаки гумидного выветрива-

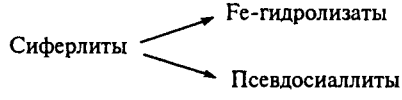
Таблица 55

Средний химический состав железистых песчано-алевролитовых триасовых пород в низовьях р. Лены.
Составлено по данным А.В.Ивановской, 1967 г. [113, с. 42—43]

Окислы и модули	I	II
	Сиферлит	
n	2	3
SiO_2	60.02	56.18
TiO_2	0.96	1.76
Al_2O_3	13.12	10.14
Fe_2O_3	4.12	8.15
FeO	8.04	8.49
MnO	0.07	0.08
MgO	3.04	5.78
CaO	0.57	1.13
Na_2O	2.36	0.01
K_2O	0.90	0.88
H_2O	0.73	1.42
S	0.04	0.16
П. п. п.	5.63	5.75
Сумма	99.58	99.92
ГМ	0.44	0.51
ФМ	0.25	0.40
АМ	0.22	0.18
ТМ	0.073	0.173
ЖМ	0.87	1.40
НКМ	0.25	0.09
ЩМ	2.60	<0.10

ния. А локализация псевдосиферлитов в наиболее мелководных фациях (в частности, они присутствуют среди песчаников с лингулами, но отсутствуют среди алевролитов с аммоноидеями) ясно указывает на то, что эти осадки формировались в самой непосредственной близости от размываемых кор выветривания по субстрату базитов.

Итак, можно допустить, что в отличие от псевдосиаллитов (и некоторых, а может быть, и большинства псевдогидролизатов) псевдосиферлиты указывают не только на связь пород с базитами, но и на развитие кор выветривания по базитам. Таким образом, можно говорить о двух линиях парагенезиса сиферлитов:



6.4. Гидролизаты

Большинство гидролизатов является экзогенными и формируется в корах выветривания по разным субстратам. Однако существуют и другие гидролизаты – продукты эндогенных гидротермально-метасоматических процессов. Таковы многие *аргиллизиты* и породы формации *вторичных кварцитов*. Диагностика конвергентных гидролизатов (в особенности метагидролизатов) является одной из глобальных проблем литохимии и подробно рассматривается нами в гл. 9.

Классы гидролизатов легко выделяются по ведущему гидролизованному компоненту – железные, алюминиевые, марганцевые и в редких случаях – титановые. Специфическими типами гидролизатов являются квасцовые и давсонитовые.

Al-гидролизаты. К ним относятся все промышленные бокситы и глинистые породы бокситоносных кор выветривания. Например, в палеогеновой бокситоносной толще Центрального Казахстана (Аркалыкское месторождение) можно на основании анализов, приведенных В. С. Ерофеевым и Ю. Г. Цеховским [104, с. 178], выделить подтипы титанистых Al-гидролизатов (табл. 56, рис. 56): *нормогидролизаты*, представленные каолинитовыми глинами клас-

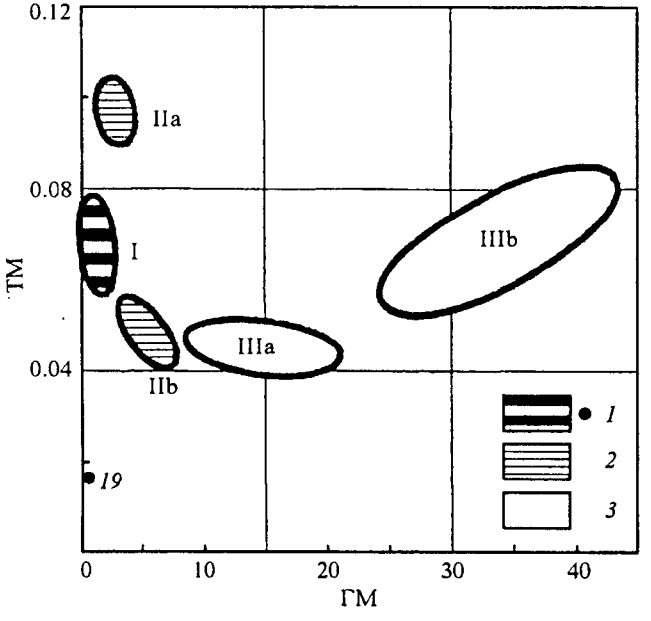


Рис. 56. Модульная диаграмма для пород бокситоносной толщи палеогена Центрального Казахстана. Составлено по данным В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 178].

1 – глины, *2*, *3* – бокситы сухаристые (*2*) и каменистые (*3*).

Таблица 56

Химический состав бокситорудных пестроцветных отложений Центрального Казахстана.
Составлено по данным В. С. Ерофеева и Ю. Г. Цеховского, 1983 г. [104, с. 178]

Qкислы и модули	I	IIa	IIb	IIIa	IIIb	19
	Глины (Ti нормогидролизат)	Бокситы сухаристые (Ti супергидролизат)		Бокситы каменистые (Ti гипергидролизат)		Глины (гипогидролизат)
n	2	2	2	2	3	
SiO_2	36.95	19.69	11.17	4.89	2.33	47.27
TiO_2	2.52	4.41	2.42	2.60	2.89	0.60
Al_2O_3	37.50	45.22	49.39	58.54	45.72	35.23
Fe_2O_3	6.33	6.25	9.78	1.15	22.39	1.31
FeO	0.04	0.04	0.07	0.00	0.16	0.00
MnO	0.01	0.49	0.01	0.00	0.05	0.00
MgO	0.45	0.33	0.07	0.29	0.12	0.58
CaO	0.09	0.17	0.83	0.18	0.57	0.00
Na_2O	0.14	0.13	0.18	0.12	0.07	0.18
K_2O	0.14	0.12	0.08	0.11	0.08	0.18
H_2O	15.42	22.62	25.71	31.66	25.20	14.18
P_2O_5	0.09	0.16	0.05	0.16	0.12	0.14
Сумма	99.65	100.01	99.72	99.68	100.15	99.67
ГМ	1.26	2.87	5.52	12.74	30.62	0.79
ФМ	0.18	0.34	0.89	0.29	9.75	0.04
АМ	1.02	2.30	4.42	11.97	19.66	0.75
ТМ	0.067	0.097	0.049	0.044	0.063	0.017
ЖМ	0.16	0.14	0.19	0.02	0.46	0.04
НКМ	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
ЩМ	1.00	1.00	2.20	1.10	0.90	1.00

Примечание. CO_2 = 0–0.29, C = 0–0.21 %.

тера I и обр. 19; *супергидролизаты*, представленные сухаристыми бокситами кластеров IIa и IIb, и *гипергидролизаты*, представленные каменистыми бокситами кластеров IIIa и IIIb.

Fe-гидролизаты. К Fe-гидролизатам относятся *промышленные железные руды*, состав которых, в частности, приведен в сводке Х. Джеймса [337]. Они различаются по возрасту и минеральному составу (табл. 57, рис. 57).

Оолитовые гематитовые железные руды аттестуются как супер- и нормогидролизаты с огромными величинами ЖМ – до 170! Намечается тенденция обратной корреляции ГМ со щелочностью и титанистостью. На графике НКМ–ЖМ видно, что независимо от железистости эти руды распадаются на две группы: гипощелочные (НКМ < 0.10) и щелочные (НКМ 0.20–0.40). В частности, к первой

группе относятся лейасовые руды Северного Геттингена, силурийские в шт. Нью-Йорк и Пенсильвания, нижнеордовикские на Нью-Фаундленде.

Докембрийские гематитовые и магнетитовые руды аттестуются в основном как нормогидролизаты, ЖМ в них достигает 129 при умеренной титанистости. Отмечается четкая негативная корреляция ГМ–НКМ. Наивысшей щелочностью (НКМ 0.60) выделяется спекулярит(= гематит)-магнетитовая руда из Атлантик-Сити, шт. Вайоминг (впрочем, общая щелочность остается очень низкой, всего лишь 0.27 %).

Важным компонентом многих Fe-гидролизатов являются железистые хлориты семейства 7Å-септехлоритов. В отличие от сравнительно высокотемпературных 14Å-дисептехлоритов они могут формироваться и в седиментогенезе: «*7Å-хлориты являются низкотемпературными образованиями, формирующимися при седиментации и диагенезе в корах выветривания, чаще в мелководных участках, по-видимому, опресненных бассейнов в слабовосстановительных условиях. При катагенезе, так же как при экспериментах в условиях повышения давления и температуры, переходят в 14Å-хлориты*» [276, с. 72]. Шамозит является главным компонентом палеозойских и мезозойских оолитовых железных руд, а гриналит – существенным компонентом докембрийских железистых кварцитов.

Судя по сводке Х. Джеймса, *шамозитовые руды* – это нормогидролизаты, среди которых есть карбонатные разновидности. Железистость их намного ниже, чем в окисных рудах (ЖМ обычно в пределах 2–4), а титанистость в общем выше – до 0.093 в лейасовой кальцит-шамозитовой руде из Геттингена. Очевидно, это проявление закономерности Мигдисова – динамической сортировки осадочного материала.

Типичным представителем древних Fe-гидролизатов могут служить железистые кварциты саксаганской свиты карельского возраста в Криворожском бассейне [148]. Их средний состав позволяет аттестовать породы как гипержелезистые, нормотитанистые нормогидролизаты – ГМ 0.97, ЖМ 7.89, ТМ 0.039 (табл. 58).

Хотя в приведенном примере ТМ невысок, для многих докембрийских Fe-гидролизатов характерна повышенная титанистость, что может быть генетически связано с формированием их по субстрату титанистых базитов. Например, повышенный ТМ (0.076–0.095) имеют вендские железные руды на южном склоне хр. Джетымтоо в Нарынской области Киргизии (железорудный участок Данги) [53]. Здесь выделяют магнетитовые, гематитовые и мартитовые[4] руды из зоны окисления, причем мартитизация магнетита приводит к росту ТМ. Поскольку при этом возрастает и ЖМ, то, очевидно, этот процесс сопровождается некоторой потерей глинозема.

---

[4] Мартит – псевдоморфоза тригонального гематита по кубическому магнетиту, весьма типичная для зоны окисления железорудных месторождений с магнетитом.

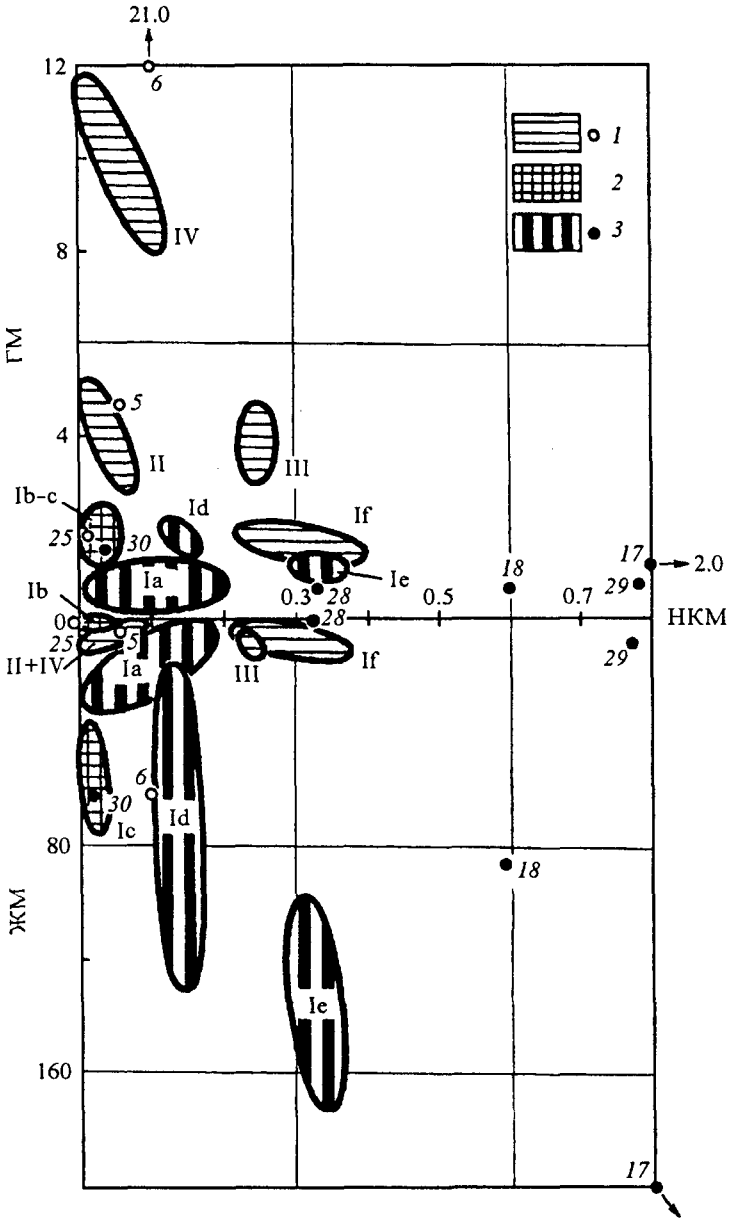


Рис. 57. Модульные диаграммы для промышленных типов железных руд. Составлено по данным Х. Джеймса, 1966 г. [337, p. W18–W23].

Руды: *1* – оолитовые фанерозойские, *2* – разновозрастные, *3* – докембрийские.

Таблица 57

Химический состав промышленных типов железных руд.
Составлено по данным Х. Джеймса, 1966 г. [337, с. W18–W23]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	Id	Ie	If	II	III	IV
	Нормогидролизат	Карбонатный нормогидролизат	Нормогидролизат				Карбонатный супергидролизат	Супергидролизат	Карбонатный супергидролизат
n	5	3	2	3	3	3	4	2	2
SiO_2	45.97	23.35	36.70	34.81	46.13	33.83	12.78	16.34	5.41
TiO_2	0.25	0.66	0.03	0.02	0.04	0.30	0.25	0.21	0.22
Al_2O_3	3.28	10.67	1.19	1.19	0.37	6.21	7.02	4.81	4.83
Fe_2O_3	13.28	4.44	44.49	35.20	50.26	45.67	36.64	55.52	31.24
FeO	22.15	20.71	15.22	20.03	2.05	1.32	10.46	0.21	15.31
MnO	0.28	0.16	0.08	0.33	0.01	0.32	0.24	0.15	0.18
MgO	2.81	2.93	0.97	1.49	0.15	1.29	2.53	1.77	1.33
CaO	1.83	14.89	0.26	0.59	0.41	3.42	12.80	8.70	21.05
Na_2O	0.12	0.15	0.01	0.07	0.08	0.07	0.14	0.07	0.13
K_2O	0.22	0.11	0.02	0.10	0.04	1.72	0.23	1.14	0.14
H_2O	3.17	7.28	0.47	3.93	0.25	4.02	4.07	2.62	3.34
P_2O_5	0.20	1.37	0.09	0.03	0.12	0.78	1.35	1.61	1.11
CO_2	6.35	11.64	0.59	2.59	0.06	1.93	10.49	6.69	15.97
$S+SO_3$	0.57	0.90	0.10	0.03	0.20	0.08	1.19	0.03	0.00
C	0.60	0.57	—	0.04	0.09	—	0.36	—	—
Сумма	101.06	99.83	100.18	100.43	100.26	100.97	100.53	99.84	100.22
ГМ	0.85	1.57	1.66	1.63	1.14	1.59	4.27	3.73	9.58
ФМ	0.83	1.20	1.65	1.63	1.14	1.43	3.88	3.52	8.86
АМ	0.07	0.46	0.03	0.03	0.01	0.18	0.55	0.29	0.89
ТМ	0.076	0.062	0.021	0.017	0.117	0.048	0.035	0.044	0.045
ЖМ	10.13	2.23	49.40	46.04	126.58	7.27	6.51	11.13	9.27
НКМ	0.10	0.02	0.02	0.14	0.33	0.29	0.05	0.25	0.06
ЩМ	0.50	1.30	0.70	0.70	2.10	< 0.10	0.60	0.10	0.90

Таблица 57 (*продолжение*)

Окислы и модули	6	17	18	25	28	29	30
	Карбонатный гипергидролизат	Нормогидролизат	Гипогидролизат	Карбонатолит	Mn гипогидролизат		Карбонатный Mn псевдогидролизат
SiO_2	2.59	46.94	56.23	15.60	51.18	48.11	29.35
TiO_2	0.10	0.01	0.02	0.18	0.51	0.52	0.01
Al_2O_3	0.75	0.01	0.45	6.96	11.95	3.27	0.70
Fe_2O_3	52.56	51.00	34.96	2.24	8.09	13.62	4.41
FeO	0.88	1.41	5.67	18.25	12.15	16.69	39.51
MnO	0.11	0.02	0.07	0.56	2.71	3.27	1.02
MgO	0.21	0.00	1.13	8.83	2.42	2.91	3.81
CaO	22.40	0.01	0.81	17.64	1.12	0.80	2.10
Na_2O	0.05	0.01	0.15	0.01	2.12	0.24	0.01
K_2O	0.03	0.01	0.12	0.02	1.86	2.32	0.01
H_2O	1.33	0.68	0.52	3.52	1.26	2.18	2.85
P_2O_5	0.08	0.39	0.05	0.80	0.54	0.44	0.14
CO_2	18.50	—	0.06	24.99	3.70	5.62	16.37
$S + SO_3$	0.32	—	—	—	—	—	0.06
C	0.08	—	—	—	—	—	0.08
Сумма	99.99	100.49	100.24	99.60	99.61	99.99	100.43
ГМ	21.00	1.12	0.73	1.81	0.69	0.78	1.56
ФМ	20.71	1.12	0.74	1.88	0.44	0.69	1.63
АМ	0.29	0.00	0.01	0.45	0.23	0.07	0.02
ТМ	0.133	1.000	0.044	0.026	0.043	0.159	0.014
ЖМ	63.00	2621.50	86.60	2.95	1.84	8.86	63.30
НКМ	0.11	2.00	0.60	0.00	0.33	0.78	0.03
ЩМ	1.70	1.00	1.30	0.50	1.10	0.10	1.00

Примечание. Кластер Ia, обр. 28—30 — силикатные железистые породы; кластер Ib, обр. 25 — шамозитовые породы; кластеры Ic, d, e, обр. 17—18 — гематитовые породы с магнетитом; кластеры If, II, III, обр. 6 — оолитовые гематитовые железные руды; кластер IV составлен из разных пород.

Таблица 58

Химический состав железистых кварцитов саксаганской свиты. По данным Д. А. Кулика и В. В. Покалюка, 1990 г. [148, с. 40—41]

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	46.60	MgO	1.67
TiO_2	0.19	CaO	0.90
Al_2O_3	4.87	Na_2O	0.34
Fe_2O_3	28.02	K_2O	1.59
FeO	11.81	CO_2	3.19
MnO	0.08	Сумма	99.26

Типовым примером Fe-*гипергидролизатов* могут служить промышленные руды КМА, представляющие собой древнюю латеритную КВ по железистым кварцитам карельского возраста [34]. Так, на Лебяжинском месторождении эти руды состоят из мартита, гидрогематита и гидрогетита. Как видно из табл. 59, они имеют огромную величину ГМ и ЖМ, соответственно – около 58 и 63, при нормальной титанистости (ТМ 0.052). Гидролизатная природа этих образований выдается также высоким значением АМ (0.86).

Более титанистыми (ТМ 0.391) оказываются железные руды гетитового состава, известные в палеогеновых отложениях Восточно-Европейской платформы; они аттестуются как *марганцовистые* Fe-*гипергидролизаты*: MnO = 1.17 %, Fe_2O_3 = 77.92 %, ГМ = 24.62, ЖМ = 36.45. Алюмокремниевый модуль этих образований также повышен (АМ 0.47) [214, с. 157].

Fe-гидролизаты, которые формируются в корах выветривания по гипербазитам, нередко бывают «легированы» значительными примесями марганца, хрома, кобальта и никеля. Таковы, например, образования триас-юрской гиббситоносной никеленосной КВ по ультраосновным породам Кольского массива на Северном Урале [147]. По субстрату серпентинитов образуются породы, содержащие 69 % Fe_2O_3, 1.08 % MnO и 2.91 % NiO + CoO + Cr_2O_3. Они аттестуются как Mn-Fe *гипергидролизаты* (ГМ 20.7). По хлоритизированным серпентинитам образуются менее железистые и более глиноземистые породы, которые аттестуются как супер- и гипергидролизаты (ГМ 9.3–39.4). Они содержат 17–35 % Al_2O_3, 22–48 % Fe_2O_3 и 1.62–2.68 % NiO + CoO + Cr_2O_3.

Еще более экзотическим типом Fe-гидролизатов являются *природные шлихи* – накопления тяжелых минералов в аллювии. Представление об этих редких типах пород дают составы *тяжелых фракций*. Например, Б. М. Осовецким [196] на основании 185 анализов было вычислено 7 средних составов тяжелой фракции современного аллювия рек Прикамья. Обработка этих цифр позволяет сгруппировать аллювий в два «литологических» кластера. Кластер I отвечает песчаному и галечному аллювию. Если бы эта

Таблица 59

Химический состав промышленных железных руд КМА. Составлено по данным А. П. Булгаковой, 1967 г. [34, с. 55]

Окислы и модули	I	II	III	3	7
	Гипергидролизат		Железистый карбонатолит	Карбонатный гипергидролизат	
n	2	3	3		
SiO_2	3.67	1.61	1.39	0.95	2.27
TiO_2	0.49	0.07	0.10	0.05	0.36
Al_2O_3	4.47	1.38	1.37	0.82	4.51
Fe_2O_3	71.96	86.12	29.85	64.39	54.62
FeO	8.20	5.02	35.68	18.27	19.85
MnO	0.05	0.04	0.07	0.06	0.09
MgO	0.25	0.20	1.36	0.54	0.72
CaO	0.41	0.33	2.33	1.04	1.52
Na_2O	0.07	0.08	0.09	0.08	0.13
K_2O	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05
P_2O_5	0.39	0.10	0.13	0.09	0.31
S	0.20	0.07	0.35	0.12	0.29
H_2O^+	5.74	2.69	1.61	1.05	4.35
$C_{орг}$	0.28	0.09	0.28	0.14	0.51
CO_2	4.39	2.20	25.08	12.23	13.41
Сумма	100.59	100.03	99.73	99.87	99.97
ГМ	23.20	57.65	48.37	87.99	33.67
ФМ	21.91	56.85	48.24	87.58	33.12
АМ	1.22	0.86	0.99	0.86	0.67
ТМ	0.109	0.052	0.069	0.061	0.235
ЖМ	16.20	62.66	44.68	95.08	39.98
НКМ	0.03	0.08	0.10	0.15	0.12
ЩМ	1.60	2.00	1.90	2.00	2.60

Примечание. Руды: I — гидрогетит-мартитовая слабосидеритизированная; II — мартитовая несидеритизированная; III — мартитовая сильносидеритизированная; 3 — мартитовая сидеритизированная; 7 — гидрогетит-мартитовая сидеритизированная.

фракция была реальной горной породой, то аттестовалась бы как *Cr-Ti- Fe-нормогидролизат* (табл. 60).

Кластер II отвечает глинистому и алевритовому аллювию. Тяжелые фракции в них гораздо более титанистые (TiO_2 8.50 % против 2.25 %) и железистые (Fe_2O_3 + FeO 24.23 + 6.63 % против 14.26 + 5.03 %) и аттестуются как *Cr-Ti-Zr-Al-супергидролизаты* (ZrO_2 1.64 % против 0.23 %).

Ti-гидролизаты. Подобно породообразующим алюминию и железу титан также является элементом-гидролизатом. Однако вслед-

Таблица 60

Средний химический состав тяжелой фракции песчаного и галечного аллювия ($n = 4$). По данным Б. М. Осовецкого, 1986 г. [196, с. 165]

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	32.81	CaO	15.25
TiO_2	2.25	Na_2O	0.05
Al_2O_3	24.83	K_2O	0.02
Fe_2O_3	14.26	Cr_2O_3	0.87
FeO	5.03	H_2O	1.98
MnO	0.51	B_2O_3	0.17
MgO	1.35	ZrO_2	0.23
		Сумма	99.61

ствие гораздо меньшего кларка сильные накопления титана в гидролизатных продуктах встречаются значительно реже, чем концентрации алюминия и железа. Как правило, условием для таких накоплений являются благоприятная минеральная форма титана в субстрате (ильменит) и первичное обогащение им субстрата – габброидов, туфов или кимберлитов. Например, А. Д. Савко и А. Д. Додатко описали девонскую КВ по туфам антонтаранской свиты Донбасса, залегающую под франскими отложениями. Эта КВ отличается мощными накоплениями титана в форме анатаза, достигающими 13.38 % TiO_2 в гематитово-гидрослюдистых образованиях II (промежуточной) зоны КВ [233]. В работе Ю. Г. Цеховского и др. [269, с. 42] приводятся данные о повышенной титанистости юрских бокситов Сирии (TiO_2 до 4.5 %, ТМ до 0.078) и генетически связанных с ними железных руд (ТМ до 0.120); субстратом этих пород являются базальты и их туфы.

В зоне межформационного контакта между рифей-вендским комплексом доуралид и каледоно-герцинским комплексом уралид на Приполярном Урале местами сохранилась метаморфизованная кембрийская кора выветривания. Если она развивалась по вендским базальтоидам – породам, заметно обогащенным титаном (2–3 % TiO_2) и железом (13–15 % $FeO + Fe_2O_3$), то эти компоненты сильно накапливались в КВ: до 7–9 % TiO_2 в форме лейкоксена и около 25 % Fe_2O_3 в форме гематита [111].

Интересную разновидность представляют высокотитанистые коры выветривания по *щелочным ультраосновным породам*. В табл. 61 и на рис. 58 обработано десять анализов пород из кор выветривания по пикритовым порфиритам одного из районов Сибири [240].

Как ни странно, но исходные породы совсем не богаты титаном[5] (1.7 % TiO_2), хотя надо отметить очень высокое значение ТМ (0.206). Более того, при начальном

[5] Накопление малого компонента в коре выветривания, судя по данным Б. Л. Щербова [283], – явление вполне обычное. Он связывает этот феномен с перераспределением элементов в КВ по латерали.

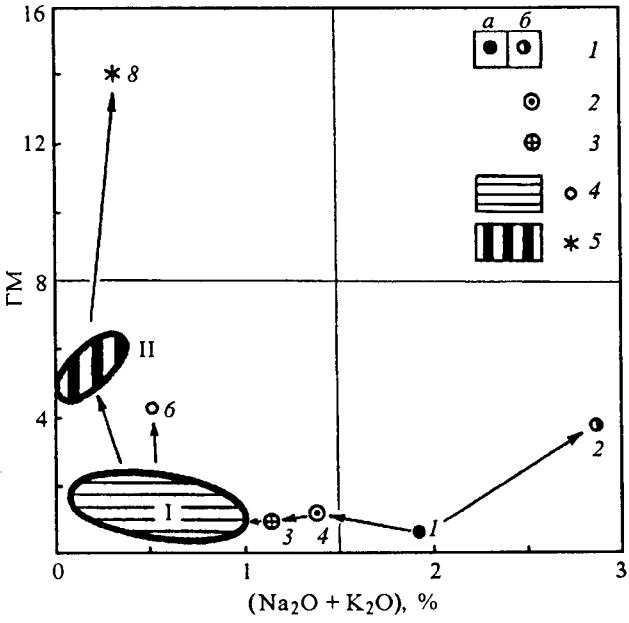


Рис. 58. Модульная диаграмма для КВ по пикритовым порфиритам. Составлено по данным А. Д. Слукина, 1967 г. [240, с. 157].

1 – исходные (*а*) и дезинтегрированные (*б*) пикритовые порфириты. Зоны КВ: *2* – контронитовая, *3* – гидрослюдистая, *4* – гетит-каолинитовая, *5* – окислов и гидроокислов.

выщелачивании и карбонатизации (обр. 2) содержание TiO_2 даже убывает (1.5 %), снижается и ТМ (0.164). Однако с началом гидролиза в зоне контронитизации (обр. 4), гидрослюдизации (обр. 3) и каолинитизации (кластер I и обр. 6) содержание TiO_2 резко увеличивается (6.5–9.7 %), сильно подскакивает и величина ТМ (1.0–1.9). Эта тенденция достигает максимума в зоне окислов и гидроокислов (кластер II и обр. 8), где содержание TiO_2 достигает 20 %, а ТМ – фантастической величины – 5.503! Вследствие высоких содержаний титана большинство образований коры выветривания аттестуются как «титанистые» гидролизаты или псевдогидролизаты (последние представляют собой образования из контронитовой и гидрослюдистой зон, сохранившие еще значительное количество магния).

Интересно, как четко на модульной диаграммме «Щелочи–ГМ» различаются процессы гидролиза с накоплением щелочей (обр. 1 → обр. 2) и выщелачивания с потерей щелочей (ряд от обр. 1 до обр. 8).

Гидролизаты, связанные с квасцовым процессом. Известно, что основным агентом наземного латеритного выветривания, начиная по крайней мере с девона, служили почвенные гумусовые кислоты. Гораздо реже встречаются продукты *квасцового процесса* – низкотемпературного сернокислотного выветривания, которое может развиваться при окислении пород с обильными сульфидами. Минералогия квасцового процесса весьма специфична и была в деталях описана Е. А. Анкинович в Казахстане [290] и акад. Н. П. Юшкиным на Пай-Хое, где выветривались богатые пиритом черные сланцы карбона

Таблица 61

Химический состав пикритового порфирита и продуктов его выветривания, Сибирская платформа. Составлено по данным А. Д. Слукина, 1967 г. [240, с. 157]

Окислы и модули	I	II	I	2	3	4	6	8
	Ti нормогидролизат	Ti супергидролизат	Псевдогидролизат	Mn карбонатный псевдогидролизат	Ti карбонатный пседогидролизат	Ti псевдогидролизат	Ti супергидролизат	Ti гипергидролизат
n	2	2						
SiO_2	34.28	13.55	33.01	13.45	24.81	35.03	16.18	5.72
TiO_2	6.61	15.22	1.74	1.55	4.64	8.56	18.35	20.14
Al_2O_3	24.81	15.28	8.44	9.45	4.16	9.21	9.66	3.66
Fe_2O_3	17.98	41.61	6.97	13.07	14.32	25.76	41.35	56.35
FeO	0.00	0.00	7.19	27.27	1.87	1.46	0.29	0.00
MnO	0.39	0.35	0.18	1.24	0.36	0.01	0.23	0.01
MgO	0.57	0.36	22.35	6.14	9.83	3.75	0.56	0.82
CaO	0.61	0.76	9.86	1.80	18.97	0.79	1.09	0.28
Na_2O	0.47	0.12	0.43	0.31	0.28	0.08	0.12	0.24
K_2O	0.07	0.06	1.50	2.56	0.86	1.30	0.40	0.09
H_2O	12.57	11.53	4.61	3.71	7.30	12.32	9.72	10.35
CO_2	0.50	0.00	1.74	17.86	11.40	0.34	0.49	—
NiO	0.01	—	0.09	0.07	0.12	0.05	0.10	—
Cr_2O_3	0.02	0.11	0.17	0.23	—	0.10	0.10	—
P_2O_5	0.92	1.21	1.14	10.01	0.68	0.36	2.15	2.05
Сумма	99.79	100.14	99.54	99.72	99.69	99.34	100.79	99.71
ГМ	1.45	5.35	0.74	3.91	1.02	1.28	4.32	14.01
ФМ	0.54	3.10	1.11	3.46	1.05	0.88	2.61	9.99
АМ	0.72	1.13	0.26	0.70	0.17	0.26	0.60	0.64
ТМ	0.266	0.996	0.206	0.164	1.115	0.929	1.900	5.503
ЖМ	0.58	1.38	1.41	3.78	1.88	1.53	1.49	2.37
НКМ	0.02	0.01	0.23	0.30	0.27	0.15	0.05	0.09
ЩМ	6.70	2.00	0.30	0.10	0.30	0.10	0.30	2.70

Примечание. I — каолинизированная порода; II — зона окислов и гидроокислов; 1 — пикритовый порфирит с флогопитом; 2 — дезинтегрированный порфирит; 3 — гидрослюдистая порода с кальцитом; 4 — нонтронитизированная порода; 6 — каолинизированная порода; 8 — зона окислов и гидроокислов. Содержание SO_3 = 0—0.22 %.

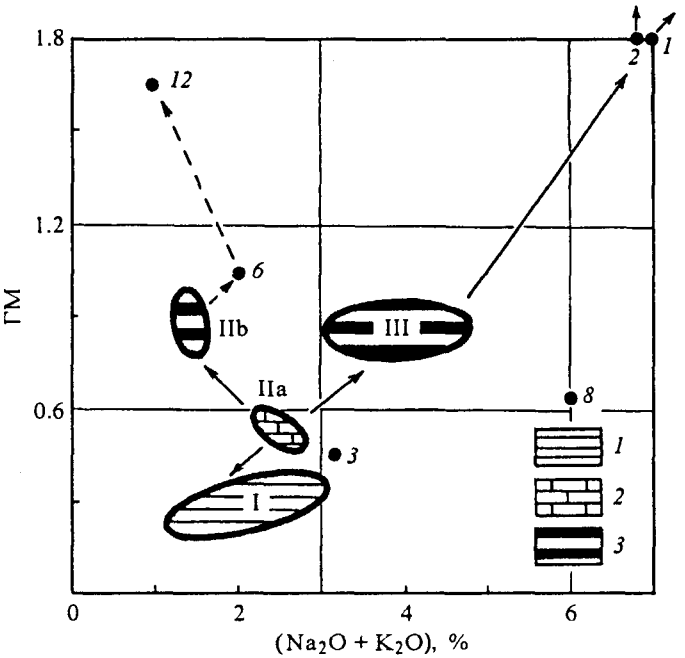


Рис. 59. Модульная диаграмма для глинистых образований хоперского горизонта (нижний палеоген). Составлено по данным Б. В. Аскоченского и В. П. Семенова, 1973 г. [9, с. 120–122, 124–125].

Глины: *1* – простые, *2* – карбонатные, *3* – гидролизатные. Стрелками показано направление процессов формирования КВ.

[297, с. 218–220]. К числу минералов-индикаторов квасцового процесса относятся, во-первых, разнообразные сульфаты, сульфатофосфаты и алюмосульфаты, а во-вторых, – галлуазит и алунит.

Наложение квасцового процесса на обычное «гумусовое» выветривание может сильно усложнить конечную картину продуктов выветривания. Иллюстрацией этого могут служить раннепалеогеновые карстовые образования (хоперский горизонт) по субстрату верхнемеловых известняков Воронежской антеклизы.

В табл. 62 и на рис. 59 обработано 14 анализов пород хоперского горизонта, имеющих весьма пестрый состав (от миосилитов до алкалитов). Вследствие преобладания среди глинистых минералов Na-Ca монтмориллонита, галлуазита или метагаллуазита с примесью аллофана, бемита, каолинита (в одном из образцов и остаточной гидрослюды) содержание щелочей необычное для пелитоидов: либо очень низкое, либо с доминацией Na_2O.[6] Согласно реконструкции Б. В. Аскоченского и В. П. Семенова [9], исходным глинистым веществом хоперского горизонта была гидрослюда, которая претер-

[6] Почему-то такой состав имеют галлуазитовые породы с примесью аллофана.

Таблица 62

Химический состав глинистых образований хоперского горизонта Воронежской антеклизы. Составлено по данным Б. В. Аскоченского и В. П. Семенова, 1973 г. [9, с. 120—125]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	1	2	3	6	8	12
	Гипосиаллит	Карбонатный гиперсиаллит	Нормогидролизат		Сульфатный алкалит	Щелочной супергидролизат	Псевдосиаллит	Нормогидролизат	Щелочной гипогидролизат	Нормогидролизат
n	2	2	2	2						
SiO_2	57.39	49.59	43.42	43.63	1.00	17.56	53.62	40.14	44.63	28.68
TiO_2	0.71	0.39	0.79	0.06	0.00	0.00	0.42	0.46	0.13	0.04
Al_2O_3	15.35	19.19	32.51	36.53	37.81	36.24	18.56	15.92	22.23	44.39
Fe_2O_3	1.72	7.56	5.42	1.46	0.00	0.00	6.20	26.44	7.16	3.51
MnO	0.10	0.05	—	—	—	—	0.05	0.05	0.03	—
MgO	2.34	0.92	1.31	0.19	0.18	0.07	3.10	0.56	1.26	0.81
CaO	3.09	10.38	1.72	0.26	0.11	0.70	1.03	6.67	4.18	4.56
Na_2O	0.61	1.16	1.03	3.84	1.94	1.51	1.16	0.92	5.23	0.69
K_2O	1.55	1.36	0.43	0.14	7.13	4.61	2.02	1.11	0.79	0.31
H_2O	5.24	—	—	—	0.38	3.26	4.14	8.32	—	—
P_2O_5	0.07	1.10	0.59	—	0.01	0.01	0.44	—	—	0.84
SO_3	0.55	—	0.03	—	7.81	0.94	0.05	—	—	—
П. п. п.	11.82	9.28	13.84	13.73	44.29	35.59	9.01	—	9.81	15.93
Сумма	100.51	100.98	101.07	99.82	100.66	100.49	99.80	100.59	95.45	99.76
ГМ	0.31	0.55	0.89	0.87	37.81	2.06	0.47	1.07	0.66	1.67
ФМ	0.07	0.17	0.16	0.04	0.18	0.00	0.17	0.67	0.19	0.15
АМ	0.27	0.39	0.75	0.84	37.81	2.06	0.35	0.40	0.50	1.55
ТМ	0.046	0.020	0.024	0.002	0.000	0.000	0.023	0.029	0.006	0.001
ЖМ	0.11	0.39	0.16	0.04	0.00	0.00	0.33	1.62	0.32	0.08
НКМ	0.14	0.13	0.04	0.11	0.24	0.17	0.17	0.13	0.27	0.02
ЩМ	0.40	0.90	2.40	28.40	0.30	0.30	0.60	0.80	6.60	2.20

Таблица 63

Химический состав мел-палеогеновых марганценосных пород ЮВ Армении. Составлено по данным П. Ф. Андрущенко и А. Т. Суслова, 1978 г. [6, с. 190]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	IIIa	IIIb	7
	Яшмы (супер-силит)	Туфы (щелочной нормо-сиаллит)	Туффиты (карбонатный нормо-сиаллит)	Марганцевые руды		Туф (щелочной гипо-гидролизат)
				(Mn супер-гидролизат)	(карбонатный Mn супер-гидролизат)	
n	3	2	2	2	2	
SiO_2	91.93	59.34	37.45	13.84	11.83	52.34
TiO_2	0.00	0.88	0.39	0.01	0.13	0.83
Al_2O_3	0.65	15.62	9.32	1.41	2.32	13.15
Fe_2O_3	5.43	4.65	3.50	6.62	7.87	12.12
FeO	0.00	0.70	0.54	0.00	0.00	0.00
MnO	0.59	0.29	0.61	61.10	35.87	4.06
MgO	0.08	1.56	1.19	0.53	1.27	0.98
CaO	0.31	5.05	22.94	3.24	16.79	3.74
Na_2O	0.07	4.34	1.10	0.13	0.04	2.60
K_2O	0.14	2.63	2.55	0.30	0.40	3.34
H_2O	0.64	1.74	2.49	3.70	4.49	3.81
P_2O_5	0.00	0.55	0.16	0.00	0.00	0.20
CO_2	0.04	2.28	17.16	1.83	14.04	0.65
Сумма	99.88	99.90	99.36	93.04	95.17	97.92
ГМ	0.07	0.37	0.38	5.00	3.90	0.58
ФМ	0.06	0.12	0.14	0.52	0.77	0.25
АМ	0.01	0.26	0.25	0.10	0.20	0.25
ТМ	0.005	0.056	0.041	0.004	0.054	0.063
ЖМ	9.20	0.34	0.48	48.02	17.92	1.16
НКМ	0.33	0.45	0.39	0.31	0.19	0.45
ЩМ	0.50	1.60	0.40	0.40	0.10	0.80

Примечание. MnO_2 пересчитан на MnO, поэтому суммы занижены. В обр. 7 определен CoO = 0.65 %. Содержание BaO = 0–0.37 %.

пела как раннее выветривание, сопряженное с образованием карста, так и более позднее, наложенное на карстовый элювий. Таким поздним процессом явилось сернокислотное выветривание, происходившее вследствие окисления пирита из глауконитовых песков в основании верхнего палеоцена (кровля хоперского горизонта), а также марказита из глинистого элювия на известняках нижнего сантона (подошва хоперского горизонта). Так, к «элювиальной» линии выветривания *гидрослюда → монтмориллонит → каолинит* добавляются эпигенетические преобразования двух типов [9, с. 135]: *каолинит → галлуазит → аллофан → диаспор → (гиббсит); аллофан → бемит → алунит.*

Таблица 64

Химический состав гидроокисно-нонтронитовых осадков Галапагосских гидротермальных холмов.
Составлено по данным В. Б. Курносова, 1982 г. [151, с. 52—53]

Окислы и модули	I	II	1	2	3	8	9
	Fe псевдогидролизат	Fe гипогидролизат	Mn щелочной псевдогидролизат	Mn-Fe псевдогидролизат	Fe щелочной псевдосиферлит	Карбонатолит	Mn псевдогидролизат
n	6	2					
SiO_2	40.07	42.51	17.76	26.57	46.17	7.58	2.19
TiO_2	0.04	0.02	0.18	0.01	0.02	0.08	0.04
Al_2O_3	0.56	0.36	4.78	0.27	0.20	2.06	0.36
Fe_2O_3	21.56	22.47	2.40	16.23	24.02	1.30	0.55
FeO	0.79	0.69	0.37	0.37	1.27	0.60	0.30
MnO	0.69	0.07	34.97	23.81	0.09	0.19	58.36
MgO	3.41	3.04	3.34	1.61	3.19	1.13	3.43
CaO	3.06	0.86	0.46	0.93	0.39	43.18	0.62
Na_2O	2.34	2.68	4.50	2.67	1.78	2.32	2.83
K_2O	2.42	2.29	0.94	1.46	3.30	0.38	0.94
P_2O_5	0.25	0.31	0.22	0.24	0.28	0.13	0.26
П. п. п.	24.95	24.85	30.19	25.55	19.49	41.15	30.21
Сумма	100.12	100.12	100.11	99.72	100.20	100.10	100.09
ГМ	0.59	0.56	2.40	1.53	0.55	0.56	27.22
ФМ	0.64	0.62	0.34	0.69	0.62	0.40	1.95
АМ	0.01	0.01	0.27	0.01	0.00	0.27	0.16
ТМ	0.066	0.056	0.038	0.037	0.100	0.039	0.111
ЖМ	38.71	61.92	7.61	144.32	115.36	0.98	148.03
НКМ	8.52	13.99	1.14	15.30	25.40	1.31	10.47
ЩМ	1.00	1.20	4.80	1.80	0.50	6.10	3.00

Mn- и Fe-Mn-гидролизаты. Если при низких содержаниях MnO, составляющих в большинстве осадочных горных пород 0.1–0.3 %, включение или невключение MnO в гидролизатный модуль ничего существенно не меняет, то для окисных Fe-Mn руд вычисление ГМ без MnO было бы грубой ошибкой.

В отличие от Al- и Fe-гидролизатов, подавляющая часть которых связана с элювиальным процессом – наземным (и реже подводным) выветриванием основного или ультраосновного субстрата, Mn- или (чаще) Fe-Mn-гидролизаты обыкновенно являются вулканогенно-осадочными образованиями. Поэтому они ассоциируются с кремневыми отложениями и туффоидами, которые могут представлять собой силиты, щелочные сиаллиты и даже алкалиты.

Как видно из табл. 63, палеогеновые Fe-Mn руды ЮВ Армении [6] аттестуются как гипержелезистые (ЖМ 16–53) супергидролиза-

ты (ГМ 3.5–7.1), причем среди них имеются разновидности карбонатные (CO_2 13.3–14.7 %), в которых отношение $MnO : MnO_2$ выше, чем в некарбонатных.

Эти руды (кластер III) находятся в характернейшей ассоциации с яшмами (кластер I) и туффоидами (кластер II), в которых также имеются геохимические аномалии марганца, нередко весьма мощные. Например, «туф диоритового порфирита» содержит 4.95 % MnO_2 и аттестуется как щелочной гипогидролизат. Другой важной особенностью парагенеза пород, сопровождающих Fe–Mn руды, является присутствие *щелочных* разновидностей как среди яшмоидов, так и среди туффоидов. Здесь мы находим даже один алкалит.

В данной ситуации генетическая связь яшмоидов и туффоидов особых сомнений не вызывает; в частности, в контур кластера IIa попадают и один анализ наиболее титанистой яшмовидной породы, и три анализа туффоидов. Отметим нарастание титанистости в ряду: яшмоиды (кластер I) → туффоиды + яшмоид (кластер IIa) → туффоиды гидролизатные и щелочные (кластер IIb). Однако в кластере окисных руд (кластер III) титанистость уже не выше, чем в кластере IIb.

Прототипом мезокайнозойских марганценосных гидролизатов могут служить современные нонтронитовые глины с обильными гидроокислами Fe и Mn, образующие гидротермальные холмы на дне Тихого океана [151]. Как видно из табл. 64, они отличаются гиперщелочностью (НКМ от 1.1 до 25.4), в 10 и более раз превышающей норму для полевых шпатов (которые в них также присутствуют). Этот феномен объясняется составом осадков: замещением ионом Fe^{3+} структурных позиций Al. Этим же объясняется и наличие позитивной корреляции ЖМ–НКМ. Однако и общая щелочность этих осадков высока: в пяти пробах из 13 – более 5 %.

Такие характеристики совершенно не свойственны остаточным Fe-гидролизатам из континентальных кор выветривания, где накопление Fe^{3+} предваряется выносом щелочей. Дело в том, что в современном океане происходит наложение друг на друга трех процессов: а) гальмиролиз базальтового субстрата с формированием Fe-смектитов; б) поглощение ими Na^+ и K^+ из морской воды; в) добавка к осадку продуктов коагуляции Fe-Mn золей, формирующихся при разгрузке гидротерм в придонные воды. Заметим, что марганцовистые осадки хорошо отделяются от железистых (обр. 1–2, 9) на графике ЖМ–НКМ.

6.5. Магнезиальные «псевдоосадочные» породы

В гл. 2 мы привели соображения в пользу выделения подтипов магнезиальных пород: псевдосилитов, псевдосиаллитов (а также псевдосиферлитов) и псевдогидролизатов. Практика литохимии полностью оправдала идею выделения этих таксонов. Менее уверенно можно говорить о правильности назначения конкретной нижней границы таких пород по содержанию MgO (3 %). Здесь вступают в противоречие соображения логики и практического удобства.

Сначала при разработке химической классификации нижняя граница была проведена неодинаково: для псевдосилитов и псевдо-

гидролизатов по 3 %, а для псевдосиаллитов – по 5 % MgO [302]. Однако в дальнейшем наша уральская практика показала большую редкость настоящих осадочных и метаосадочных сиаллитов, которые содержали бы более 3 % MgO; обычно все такие породы оказывались пирогенными (туффоидами). С целью повысить «чувствительность» диагностики туффоидов (что особенно актуально для прогнозов рудоносности осадочных толщ) граница псевдосиаллитов была также понижена до 3 % MgO [74, 297, 300, 308].

Может оспариваться и сама приставка «псевдо», которой мы хотели подчеркнуть специфичность состава магнезиальных пород, отличие их от «нормальных» осадочных пород. Возможно, было бы корректнее называть их просто магнезио-силитами (-сиаллитами, -гидролизатами). Однако сегодня мы не видим веских оснований для изменений как границы, так и наименования алюмосиликатных магнезиальных пород.

Повышенное против сиаллитового стандарта содержание магнезии в некарбонатных (алюмосиликатных) породах может вызываться присутствием следующих минералов: а) монтмориллонита (особенно его магнезиальной разновидности сепиолита), а иногда и глауконита, обогащенного смектитовым компонентом; б) хлорита – как эндогенного 14-ангстремового, так и экзогенного 7-ангстремового; в) палыгорскита; г) магниевых сульфатов и галогенидов; д) магниевых карбонатов – доломита или даже магнезита; е) амфиболов и пироксенов; ж) вермикулита, «гидрохлоритов».

Присутствие каждого из указанных минералов, как правило, несет генетическую информацию. Так, присутствие амфиболов, пироксенов и 14-ангстремового хлорита возможно либо в петрогенных граувакках типа first cycle rock, либо в пирогенных туффоидах основного и ультраосновного состава. Вермикулиты и гидрохлориты – характерные минералы кор выветривания по основному и ультраосновному субстрату, а шамозит – продукт аутигенного ресинтеза из материала размыва и ближнего переотложения таких кор.

Монтмориллонитовые глины хотя и полигенетичны, но особенности состава монтмориллонита позволяют выявить две основные генетические линии: гальмиролиз вулканических пеплов и кору выветривания по основному субстрату [163]. Палыгорскиты также обнаруживают две главные генетические линии – аридного литогенеза и гальмиролитического перерождения основной пирокластики в современном океане [160]. Формирование эпигенетического доломита, как показал Б. Р. Шпунт на примере рифея Якутии [279], часто является прекрасным литологическим индикатором туффоидов.

Наконец, присутствие магниевых солей служит самым ярким индикатором аридного литогенеза – конечной стадии эвапоритового процесса.

Псевдосилиты. Это такие магнезиальные породы, в которых низкое значение модуля ГМ обусловлено не столько накоплением

Таблица 65

Средний химический состав сепиолит-палыгорскитовых аргиллитов. По данным Р. Т. Валиуллиной, 1966 г. [41, с. 102]

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	57.19	П. п. п.	12.63
TiO_2	0.45	Сумма	100.58
Al_2O_3	8.17	H_2O^+	4.20
Fe_2O_3	2.20	H_2O^-	6.39
FeO	1.35	CO_2	1.97
MnO	0.01	ГМ	0.21
MgO	12.88	ФМ	0.29
CaO	2.94	ТМ	0.047
Na_2O	0.21	НКМ	0.10
K_2O	0.59	ЩМ	0.10

SiO_2, как в настоящих силитах, сколько дефицитом глинозема и железа. В частности, псевдосилитами могут оказаться такие образования, как пикритовые туфы. Много псевдосилитов можно обнаружить среди древних (позднеархейских и раннепротерозойских – карельских) черных сланцев, причем значительная часть железа в них может присутствовать в сульфидной форме [300]. Как ни странно, к числу псевдосилитов относятся даже некоторые глинистые породы, например сепиолит-палыгорскитовые аргиллиты из кизеловского (C_1v) горизонта Башкирии. Судя по трем анализам, приведенным Р. Т. Валиуллиной [41, с. 102], они имеют средний состав, показанный в табл. 65. Тот факт, что глинистые породы оказались не сиаллитами, а силитами, объясняется их бедностью глиноземом, что при нормальном для глин содержании кремнезема и дает пониженный ГМ, соответствующий силитам.

В более редких случаях псевдосилитами оказываются глинистые породы с монтмориллонитом и хлоритом. В табл. 66 обработано пять анализов нижне-среднеюрских глин Молдавии (южная часть Днепровско-Прутского междуречья) [105]. Эти породы образуют две группы, отличающиеся по щелочности и ГМ. Кластер I (псевдосилиты) отличается низким содержанием щелочей и высоким – кремнезема. Очевидно, что здесь много кварца, а в глинистом веществе доминируют каолинит, монтмориллонит и хлорит, т. е. минералы мало- или бесщелочные. Кластер II (псевдогидролизаты) отличается значительно бóльшим содержанием Al_2O_3 и K_2O. Кварца здесь меньше, а ведущими глинистыми минералами являются гидрослюда, смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит и хлорит.

Некоторые *метаморфические* псевдосилиты могут быть генетически связаны с эвапоритовыми карбонатами, утратившими при метаморфизме CO_2. В табл. 67 приведены составы древних апатитоносных кварц-диопсидовых пород слюдянской серии архея (Прибайкалье), содержащих от 2 до 9 % P_2O_5 [286]. Они аттестуются

Таблица 66

Средний химический состав юрских глин Молдавии. Составлено по данным М. И. Жеру, 1978 г. [105, с. 144]

Окислы и модули	I	II
	Глины и аргиллиты	
	Псевдосилит	Псевдогидролизат
n	3	2
SiO_2	60.17	48.32
TiO_2	0.48	1.01
Al_2O_3	11.72	20.57
Fe_2O_3	1.60	4.53
FeO	1.75	2.66
MgO	3.61	3.31
CaO	5.02	2.69
Na_2O	0.35	0.90
K_2O	0.71	3.85
П.п.п.	10.46	11.43
Сумма	95.87	99.25
ГМ	0.26	0.60
ФМ	0.12	0.22
АМ	0.19	0.43
ТМ	0.042	0.049
ЖМ	0.28	0.34
НКМ	0.03	0.05
ЩМ	1.80	0.30

как псевдосилиты, притом сильно различающиеся по щелочности. Кластер I представлен гипощелочными псевдосилитами (НКМ 0.2), а кластер II, напротив, – гиперщелочными (НКМ 1.8–3.1). Вне кластеров оказывается состав обр. 3 с еще большей щелочностью: НКМ = 6.4! Представляется, что первичным субстратом этих метаморфитов были фосфатоносные кремнисто-карбонатные осадки, поскольку диопсид мог образоваться из доломита и кварца:

$$CaMg[CO_3]_2 + 2SiO_2 \Rightarrow CaMg[Si_2O_6] + 2CO_2.$$

Однако откуда взялась столь высокая щелочность? Даже в таких богатых щелочами породах, как аркозы, щелочность, как правило, не поднимается выше 0.60. В смеси 1:1 альбита и ортоклаза НКМ теоретически составит только 0.70 [295, с. 32]. Никакие другие щелочные силикаты также не смогут обеспечить столь высоких значений НКМ, которые мы здесь видим. Поэтому приходится допустить присутствие в первичном осадке эвапоритовых минералов, например хлоридов или сульфатов Na и K. Может быть, не случайно наиболее щелочные составы кластера II и обр. 3 содержат ощутимые примеси сульфата (Cl в породах мало). Такое предположение не тривиально, так как не вполне согласуется с палеогеографической реконструкцией Н. И. Юдина и А. А. Арсеньева, согласно которой кремнистые фос-

Таблица 67

Химический состав апатитоносных кварц-диопсидовых пород слюдянской серии архея ЮЗ Прибайкалья. Составлено по данным Н. И. Юдина и А. А. Арсеньева, 1970 г. [286, с. 86—87]

Окислы и модули	I	II	3
	Фосфатный псевдолит		
n	2	2	
SiO_2	60.59	69.71	66.68
Al_2O_3	1.08	0.07	0.11
Fe_2O_3	0.23	0.54	1.12
FeO	0.24	0.23	0.29
MnO	0.01	0.01	0.01
MgO	6.41	5.72	4.00
CaO	20.72	15.26	15.01
Na_2O	0.13	0.00	0.13
K_2O	0.11	0.17	0.58
H_2O	0.13	0.52	0.66
CO_2	0.83	3.65	2.55
P_2O_5	8.13	3.39	6.56
SO_3	0.00	0.23	0.16
F	0.66	0.52	1.34
Cl	0.01	0.01	0.02
Сумма	99.25	100.02	99.22
ГМ	0.03	0.01	0.02
ФМ	0.11	0.09	0.08
АМ	0.02	0.00	0.00
ЖМ	0.44	12.00	12.91
НКМ	0.22	2.54	6.45
ЩМ	1.20	0.00	0.20

фатоносные карбонатные осадки принадлежали к прибрежно-морской фации [286, с. 99]. Впрочем, палеогеографические реконструкции для архея не могут претендовать на достоверность; нельзя исключить, что в ту эпоху эвапоритообразование могло иметь место и в морских фациях, а не только в лагунных, как в фанерозое.

Псевдосиаллиты. К числу псевдосиаллитов относятся многие бентонитовые глины, сложенные в основном минералами подсемейства смектитов. Например, из 11 анализов промышленных бентонитов мира, приведенных М. С. Мерабишвили [176, с. 16–17], 7 аттестуются как псевдосиаллиты, так как они содержат 3.58–6.06 % MgO.

Как известно, среди смектитов выделяют группу диоктаэдрического монтмориллонита и триоктаэдрического сапонита. В первой трехслойные пачки принадлежат к пирофиллитовому типу, а во второй – к тальковому.

Группа монтмориллонита

Монтмориллонит: $0.33Na \cdot 4H_2O$ $\{(Al_{1.67}\ Mg_{0.33}) \cdot 2[Si_4O_{10}]\ (OH)_2\}$;

Бейделлит: $0.5(1/2Ca,\ Na) \cdot 4H_2O$ $\{Al_2[Al_{0.50}\ Si_{3.50}O_{10}] \cdot (OH)_2\}$;

Нонтронит: $0.33Na \cdot 4H_2O$ $\{Fe_2^{3+}\ [Al_{0.33}\ Si_{3.67}O_{10}]\ (OH)_2\}$.

Группа сапонита

Сапонит: $0.33(1/2Ca,\ Na)\ 4H_2O$ $\{(Mg_{3-2.25}Fe^{2+}{}_{0.-0.75})[Al_{0.33}Si_{3.67}O_{10}](OH)2\}$.

В структуре монтмориллонита избыточный отрицательный заряд трехслойных пачек создается вследствие замещения октаэдрического Al на Mg, а в структуре остальных смектитов – вхождением части Al (и редко Fe^{3+}) в кремнекислородные тетраэдры. Как видим, в бентонитах главными носителями Al являются бейделлит и монтмориллонит, носителем Fe – нонтронит, Ca – бейделлит, Mg – сапонит.

Очевидно, что степень магнезиальности бентонитов связана с количеством сапонита. Его должно быть тем больше, чем больше было в субстрате магнезиальных минералов (оливин, серпентин, Mg-пироксены и амфиболы, биотит). И действительно, как указывают А. Д. Савко и А. Д. Додатко, изучавшие среднедевонские коры выветривания по серпентинитам фундамента Воронежского массива (Подколодновский интрузив), *«если в составе исходных пород преобладает серпентинит, то в коре выветривания среди монтмориллонитов превалирует сапонит, если темноцветные минералы – то диоктаэдрический монтмориллонит»* [233, с. 199].

Типовой особенностью промышленных бентонитов (табл. 68) являются пониженные значения титанистости и щелочности (НКМ): 10 анализов из 11 относятся к гипотитанистым (ТМ < 0.035) и 9 – к гипощелочным (НКМ < 0.20). Кроме того, один состав (угленосная толща грузинского месторождения Ахалцых) является гидролизатным. Вероятно, в нем есть примесь каолинита.

Хотя палыгорскитовые глины иногда оказываются псевдосилитами, все же бóльшая их часть аттестуется как псевдосиаллиты. Например, из приведенных О. С. Ломовой 18 составов молодых и древних палыгорскитовых глин, 13 являются псевдосиаллитами [160].

Как и псевдосилиты, некоторые *метаморфические* псевдосиаллиты могут быть связаны с древними эвапоритами. В табл. 69 и на рис. 60 даны весьма необычные составы высокобарических архейских тальк-дистеновых «белых сланцев» Памира, описанных Т. Ф. Будановой. По величине ГМ они отвечают псевдосилитам (кластер I), псевдосиаллитам (кластер II), щелочным псевдосиаллитам (кластер III) и даже псевдогидролизатам (обр. 10, 13). Причиной этому являются громадные содержания MgO, достигающие 26.8 % (обр. 7). Может показаться, что это указывает на гипербазитовый субстрат метаморфитов. Однако этому явно противоречат их невысокие титанистость и железистость. Поэтому следует согласиться с Т. Ф. Будановой, которая принимает трактовку этих сланцев как метаэвапоритов – «метагалопелитов» [33, с. 49]. По-видимому, это были глинисто-магнезитовые осадки, причем глинистое вещество

Таблица 68

Химический состав бентонитовых глин из эксплуатируемых месторождений. Составлено по данным М. С. Мерабишвили, 1962 г. [176, с. 16—17]

Окислы и модули	Россия		Украина		Азербайджан	Грузия			Калифорния	Колорадо	Бавария
	Супер-сиаллит	Псевдо-сиаллит	Псевдо-сиаллит	Супер-сиаллит	Псевдо-сиаллит	Гипо-сиаллит	Псевдо-сиаллит	Гипо-гидролизат	Псевдосиаллит		
SiO_2	56.01	56.50	51.80	52.82	53.64	56.94	53.14	46.92	53.02	53.96	54.28
TiO_2	0.98	0.02	0.20	0.35	0.26	0.31	0.38	0.64	0.13	0.19	0.20
Al_2O_3	19.10	12.40	17.90	19.27	16.39	15.15	17.54	22.90	18.50	15.44	17.92
Fe_2O_3	8.88	6.18	2.09	7.58	2.73	2.57	4.08	3.22	2.33	1.12	3.88
FeO	—	0.57	—	—	—	0.12	0.22	2.08	0.13	0.01	—
MgO	2.33	6.06	3.58	1.80	4.32	2.59	4.64	2.02	4.04	6.99	3.76
CaO	2.07	3.75	1.75	1.53	2.12	1.36	2.91	1.94	0.80	0.80	1.80
Na_2O	0.08	1.90	0.50	0.20	1.19	0.14	1.82	1.24	3.80	0.94	0.10
K_2O	2.21	0.68	0.30	0.01	0.77	1.06	0.64	1.18	0.16	0.54	0.25
SO_3	0.31	0.18	0.19	0.01	0.06	0.50	0.07	0.26	—	—	—
H_2O^-	—	6.18	14.80	9.38	11.04	13.46	8.15	10.40	11.69	14.22	10.84
П. п. п.	8.08	5.27	6.40	7.40	7.36	6.09	6.71	7.76	5.44	6.34	7.32
Сумма	100.05	99.69	99.51	100.35	99.88	100.29	100.30	100.56	100.04	100.55	100.35
ГМ	0.52	0.34	0.39	0.51	0.36	0.32	0.42	0.61	0.40	0.31	0.41
ФМ	0.20	0.23	0.11	0.18	0.13	0.09	0.17	0.16	0.12	0.15	0.14
АМ	0.34	0.22	0.35	0.36	0.31	0.27	0.33	0.49	0.35	0.29	0.33
ТМ	0.051	0.002	0.011	0.018	0.016	0.020	0.022	0.028	0.007	0.012	0.011
ЖМ	0.44	0.54	0.12	0.39	0.16	0.17	0.24	0.23	0.13	0.07	0.21
НКМ	0.12	0.21	0.04	0.01	0.12	0.08	0.14	0.11	0.21	0.10	0.02
ЩМ	0.00	2.80	1.70	20.00	1.50	0.10	2.80	1.10	23.80	1.70	0.40

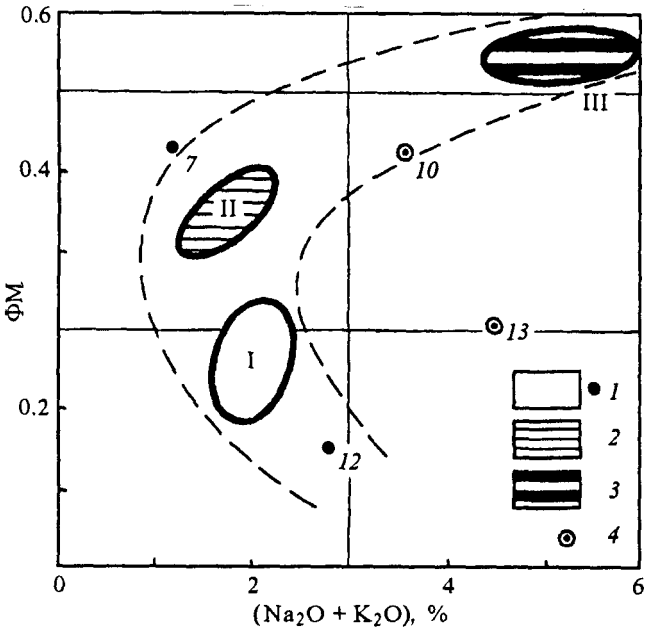


Рис. 60. Модульная диаграмма для архейских тальк-дистеновых «белых сланцев» ЮЗ Памира. Составлено по данным Т. Ф. Будановой, 1991 г. [33, с. 48].

1 – псевдосилиты, *2* – псевдосиаллиты, *3* – щелочные псевдосиаллиты, *4* – псевдогидролизаты.

было гидролизатным (иначе трудно объяснить формирование дистена).

Псевдосиаллитами часто оказываются граувакки. Например, если судить по 30 анализам нижнемеловых флишевых граувакк и ассоциирующихся с ними глинистых пород Камчатки (Ильпинский полуостров) [169, с. 58–59], то 26 составов аттестуются как псевдосиаллиты вследствие повышенного содержания MgO (3–5.8 %) и только 4 – как нормосиаллиты. Эта особенность ярко высвечивает специфику этих пород как основных граувакк, причем пятая часть всех составов – супержелезистые.

Как ни странно, псевдосиаллитами бывают даже тиллиты, например приведенные в книге Ф. Петтиджона [207, с. 227]. Они аттестуются (табл. 70) как гипо- и нормотитанистые псевдосиаллиты (кроме явно песчаной породы – ан. 4, Бразилия) – табл. 70.

Весьма любопытно (не замеченное Петтиджоном) четкое отличие пермокарбоновых тиллитов Гондваны (Южная Африка и Бразилия) от докембрийских (гуронских) тиллитов Лавразии. Первые (кластер I) имеют гораздо меньшую общую щелочность и натровость, нежели вторые (кластер II), в которых содержится 6.6–7.5 % щелочей. Можно предположить, что исходным материалом для более древних тиллитов послужили своеобразные (в том числе богатые натрием?!) коры выветривания.

Псевдогидролизаты. Обычно среди псевдогидролизатов можно различить две генетические линии. Первая – это породы вулкано-

Таблица 69

Химический состав архейских тальк-дистеновых «белых сланцев» ЮЗ Памира. Составлено по данным Т. Ф. Будановой, 1991 г. [33, с. 48]

Окислы и модули	I	II	III	7	10	12	13
	Псевдосилит	Псевдосиаллит	Щелочной псевдосиаллит	Псевдосилит	Псевдогидролизат	Псевдосилит	Псевдогидролизат
n	4	3	2				
SiO_2	58.53	50.37	43.45	52.80	43.50	67.50	37.70
TiO_2	0.60	0.43	0.45	0.30	1.20	0.30	1.00
Al_2O_3	15.38	15.90	15.10	8.80	25.30	13.90	39.00
Fe_2O_3	0.65	0.70	1.60	0.70	1.40	0.20	0.30
FeO	1.18	0.67	0.65	0.60	3.60	1.10	0.80
MgO	13.28	21.53	26.00	26.80	18.00	9.20	10.60
CaO	1.15	2.33	1.15	2.40	0.30	1.10	0.80
Na_2O	0.95	0.87	1.00	1.00	0.80	0.60	0.60
K_2O	1.03	0.97	4.25	0.20	2.80	2.20	3.90
P_2O_5	0.13	0.07	0.11	0.09	0.20	0.03	0.20
П. п. п.	6.93	5.93	5.95	6.10	2.60	3.90	5.70
Сумма	99.78	99.77	99.71	99.79	99.70	99.93	100.60
ГМ	0.30	0.35	0.41	0.20	0.72	0.23	1.09
ФМ	0.26	0.45	0.65	0.53	0.53	0.16	0.31
АМ	0.26	0.32	0.35	0.17	0.58	0.21	1.03
ТМ	0.039	0.027	0.030	0.034	0.047	0.022	0.026
ЖМ	0.11	0.08	0.14	0.14	0.19	0.09	0.03
НКМ	0.13	0.12	0.35	0.14	0.14	0.20	0.12
ЩМ	0.90	0.90	0.20	5.00	0.30	0.30	0.20

генно-осадочные или вообще не осадочные. В частности, судя по средним цифрам, вычисленным А. А. Беусом, в качестве псевдогидролизатов аттестуются базальты платформ и геосинкиналей (ГМ 0.60), а также их метаморфические аналоги – амфиболиты и эклогиты[7] (ГМ 0.59) [18, с. 283, 286]. Вторая линия – это магнезиальные продукты коры выветривания по магнезиально-железистым основным или ультраосновным породам.

Таковы, в частности, монтмориллонитовые глины верхнеюрской карбонатно-вулканогенной формации Армении [205]: 4 из 5 приведенных И. Х. Петросовым составов (табл. 71) неожиданно оказываются псевдогидролизатами (а не псевдоси-

[7] Заметим, что эклогиты оказываются породами супертитанистыми (ТМ 0.083). Поэтому остроумная идея О. М. Розена, предположившего, что первичным субстратом эклогитов могли быть доломитовые монтмориллонитовые глины [222], представляется сомнительной. Такие глины аттестуются обычно как гипотитанистые (реже – нормотитанистые) сиаллиты, а не как гидролизаты.

Таблица 70

Химический состав тиллитов.
Составлено по данным Ф. Петтиджона, 1981 г. [207, с. 227]

Окислы и модули	I	II	4
	Псевдосиаллит	Щелочной псевдосиаллит	Миосилит
n	2	3	
SiO_2	60.45	62.75	80.34
TiO_2	0.53	0.52	0.42
Al_2O_3	13.46	16.11	7.66
Fe_2O_3	2.05	2.01	1.39
FeO	4.63	4.55	0.72
MnO	0.45	0.09	—
MgO	3.51	3.43	0.83
CaO	3.80	0.66	1.51
Na_2O	2.13	3.62	2.13
K_2O	2.40	3.51	1.94
P_2O_5	0.24	0.21	0.01
H_2O^+	—	2.44	—
CO_2	—	0.22	—
П.п.п.	7.76	0.22	2.63
Сумма	101.39	100.33	99.58
ГМ	0.35	0.37	0.13
ФМ	0.17	0.16	0.04
АМ	0.22	0.26	0.10
ТМ	0.039	0.032	0.055
ЖМ	0.51	0.40	0.26
НКМ	0.34	0.44	0.53
ЩМ	0.90	1.00	1.10

аллитами, что было бы понятнее). Может быть, это одна из особенностей именно апобазитовых монтмориллонитов, обогащенных железом? С таким предположением согласуется нормальная (а не пониженная) титанистость (ТМ в четырех анализах 0.043–0.051) и повышенная железистость трех составов (ЖМ 0.56–0.75). Отметим, что состав палыгорскитовой «горной кожи» (обр. 6) отчетливо выделяется минимальными значениями ТМ, ГМ, НКМ.

Эта же генетическая линия просматривается и в составе *глауконитов* – гидролизатных образований, связанных с подводным выветриванием. Те из глауконитовых пород, в составе которых повышена доля смектитового компонента (и соответственно понижена доля Fe-гидрослюдистого компонента), могут оказаться магнезиальными. Их отличительная особенность – высокая общая щелочность (щелочные псевдогидролизаты). Такие составы можно обнаружить, например, в работе В. И. Муравьева по глауконитам из меловых и палеогеновых отложений Русской платформы [182, с. 96–97].

Необходимо отметить важную тенденцию распространенности псевдогидролизатов, генетически связанных с наземны-

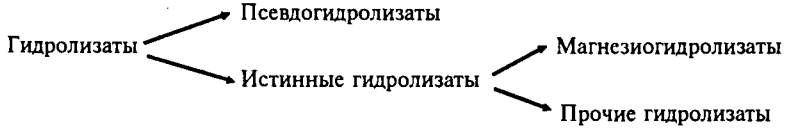
Таблица 71

Химический состав монтмориллонитовых глин верхнеюрской карбонатно-вулканогенной формации Армении. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 86]

Окислы и модули	I	II	3	6
	Псевдогидролизат		Псевдогидролизат	Псевдосиаллит
n	2	2		
SiO_2	43.75	38.94	43.04	50.76
TiO_2	0.76	0.66	0.83	0.28
Al_2O_3	16.67	16.92	16.23	10.60
Fe_2O_3	8.45	4.22	11.50	4.68
FeO	1.34	2.12	1.32	–
MnO	0.06	0.46	0.04	0.04
MgO	3.51	3.49	4.14	8.90
CaO	2.63	9.72	3.17	0.91
Na_2O	0.50	0.69	0.81	0.77
K_2O	0.93	3.32	1.01	0.00
H_2O	12.13	6.18	10.25	9.28
П.п.п.	9.82	13.79	8.14	14.04
Сумма	100.51	100.48	100.48	100.26
ГМ	0.62	0.63	0.70	0.31
ФМ	0.30	0.25	0.39	0.27
АМ	0.38	0.43	0.38	0.21
ТМ	0.046	0.039	0.051	0.026
ЖМ	0.56	0.39	0.75	0.43
НКМ	0.09	0.24	0.11	0.07
ЩМ	0.50	0.20	0.80	–

ми корами выветривания: они характерны для древних* КВ *(докембрийских и нижнепалеозойских) и не свойственны более молодым* КВ*, где, очевидно, магний выносился более энергично.

Примером могут служить описанные А. Д. Савко [232] раннепалеозойские хлорит-монтмориллонитовые коры выветривания по докембрийским основным породам Воронежской антеклизы, где продукты начального разложения аттестуются как псевдосиаллиты. Подробнее этот вопрос разбирается нами в гл. 8. Очевидно, что *присутствие среди «псевдогидролизатов» самых настоящих гидролизатных образований* отнюдь не украшает данный термин. Поэтому было бы весьма желательным, оставив в классификации подтип псевдогидролизатов, таксон «истинных гидролизатов» разделить на два класса – магнезиальных и всех остальных:



Проблема, однако, заключается в том, что у нас *нет формального критерия*, позволяющего отличить магнезиогидролизаты от псевдогидролизатов. Поэтому пока нет оснований изменять объем термина «псевдогидролизаты», уже столь широко использованного для диагностики пирогенных и петрогенных пород [74, 297].

6.6. Алкалиты

К алкалитам относятся породы, содержащие более 8 % щелочей. Поскольку некоторые из таких пород богаты слюдой (минералом глиноземистым), то по модулю ГМ они могут оказаться и гидролизатами, а давсонитовые породы — одновременно алкалитами, гидролизатами и карбонатолитами! Тем не менее параметр $Na_2O + K_2O$ в данном случае «старше», и все такие породы аттестуются как алкалиты.

Заметим, что алкалитами являются также многие магматические породы, в частности щелочные вулканиты складчатых областей, изучавшиеся А. С. Остроумовой и Н. А. Румянцевой [198]. Например, трахилипариты, биотит-санидиновые трахиты Кавказа и эпилейцитовые порфириты Памбакского хребта аттестуются как гипотитанистые алкалиты ($TM_{ср}$ 0.014–0.026, $(Na_2O + K_2O)_{ср}$ 9.60–13.56 %), а трахиандезитовые порфиры Восточного Урала оказываются нормотитанистыми алкалитами ($TM_{ср}$ 0.042, $(Na_2O + K_2O)_{ср}$ 9.36 %).

Среди осадочных и метаморфических алкалитов можно различить по меньшей мере пять генетических линий:

а) калиевые *слюдистые* (гидролизатные!) алкалиты, как правило связанные с образованиями гумидной (латеритной) коры выветривания, нередко по пепловому субстрату (метабентониты); реже такие породы оказываются высокотемпературными K-метасоматитами;

б) калиевые *слюдисто-ортоклазовые* алкалиты характерны для древних красноцветных толщ и представляют весьма замечательные седиментиты – высококалиевые аркозы или высококалиевые глины, продукты специфического аридного выветривания кислого субстрата [298];

в) натрово-калиевые *полевошпатовые* алкалиты, чаще всего представленные кислыми или щелочными туффоидами и реже метасоматитами;

г) натровые алкалиты – *альбитолиты*; это Na-метасоматиты или (реже) экзотические диагенетические образования, связанные с эвапоритовыми фациями;

д) натровые *карбонатные* алкалиты – давсонитовые породы, связанные с эпигенетическим перерождением натровой пирокластики.

Калиевые слюдистые алкалиты. На хр. Малдынырд (Приполярный Урал) известны апориолитовые алкалиты-*серицитолиты*. Это могут быть как метасоматиты, так и образования древней коры выветривания по вендским риолитам [111, 304, 308]. Хотя в

исходных риолитах содержится 3–4 % Na_2O, характерным признаком малдинских серицитолитов является практически полное отсутствие натрия – это кварц-серицитовые сланцы, связанные переходами с пирофиллитовыми и диаспоровыми сланцами. В данном случае мы имеем пример трудной генетической проблемы – различения эндогенных и экзогенных высокощелочных образований. Эта проблема подробно разбирается нами в гл. 9.

Сильные накопления калия характерны для апопепловых бентонитов. Например, как видно из исходных материалов Дж. Боулса и Д. Кумбса [322, с. 164], среди 17 анализов цеолитизированных триасовых туфов Новой Зеландии 6 по модулю НКМ аттестуются как супер- и гиперщелочные, а среди туфогенных бентонитов имеется и один алкалит ($Na_2O + K_2O$ = 8.27 %) – продукт аллохимического перерождения туфов.

В табл. 72 и на рис. 61 обработаны составы силурийских метабентонитов Ирландии и вмещающих их сланцев [324]. Из 11 анализов метабентонитов 8 аттестуются как калиевые алкалиты с содержанием K_2O до 9.1 %. Уже одного этого достаточно, чтобы правильно диагностировать эти породы как вулканогенно-осадочные и отличить их от вмещающих сланцев-турбидитов. Впрочем, последние тоже имеют вулканогенную примесь: четыре состава из пяти аттестуются как псевдосиаллиты.

Любопытно, что на графике ГМ–ТМ не удается добиться полной дискриминации литотипов: кластер Ib вмещающих сланцев и кластер IIc бентонитов оказываются очень близкими. Зато по железистости бентониты выделяются очень четко: если для вмещающих сланцев ЖМ составляет 0.44–0.49, то для метабентонитов всего 0.06–0.16. А так как в большинстве этих бентонитов заметно ниже титанистость, то наилучшим графиком оказывается ТМ–ЖМ, где выделяются 5 кластеров и один частично аномальный состав вмещающих сланцев (обр. 15). Замечательно, что в бентонитах намечается позитивная корреляция ТМ–ЖМ, а в сланцах – негативная.

Кроме того, бентониты обнаруживают яркую специфику по элементам-примесям. Для них характерны геохимические аномалии бария (600–2000 против фоновых для сланцев 350–830 г/т), циркония (600–900 против 150–200 г/т соответственно) и иттрия (80–100 против 30–40 г/т). Заметим, что накопление Zr вследствие процессов диагенетического гидролиза вулканического пепла отмечалось и петербургскими геологами для вендских туффоидов Русской платформы [27].

Полевошпатовые алкалиты. Полевошпатовыми калиевыми алкалитами являются щелочные метасоматиты по субстрату риолитов на Северном Урале – это выделенный Б. А. Голдиным и коллегами так называемый *сывьягинский тип аповулканитов*. При содержаниях SiO_2 72.0–76.7, Al_2O_3 10.5–15.0 %, они содержат 6–9 % K_2O и 1.5–2.1 % Na_2O, так что общая щелочность достигает 10.6 % [8].

Полевошпатовые алкалиты встречаются иногда и среди псаммитов. Касаясь происхождения редкого литотипа полевошпатовых песчаников (полевых шпатов 75 % и более, вплоть до 90–95 % !), В. Н. Шванов отмечает: *«По-видимому, такие породы могут формироваться за счет местного размыва магматических средних и щелочных пород, в особенности за счет перемыва кристаллической пирокластики»* [276, с. 120].

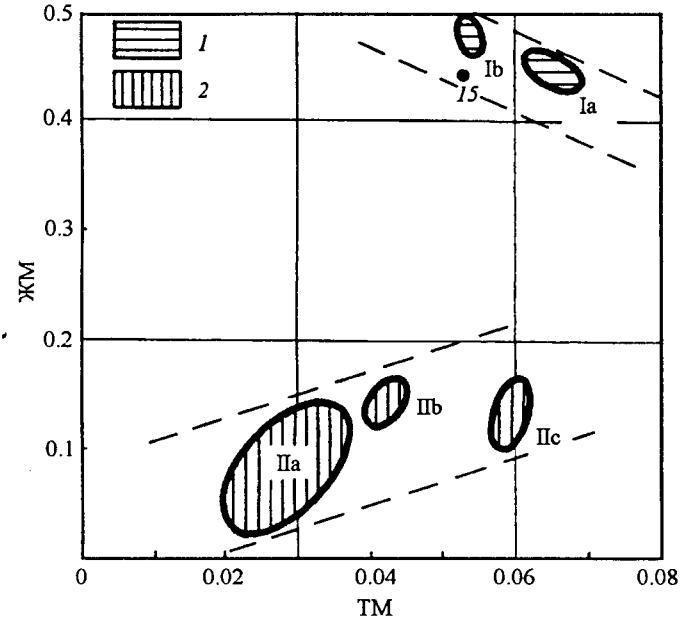


Рис. 61. Модульная диаграмма для силурийских метабентонитов (*1*) и вмещающих их сланцев (*2*), Северная Ирландия. Составлено по данным Т. Камерона и Т. Андерсона, 1980 г. [324, p. 66–67].

По данным П. В. Маркевича, в верхах разреза нижнемеловых аркозов Сихотэ-Алиня (лужкинская свита Южного и уктурская свита Северного Сихотэ-Алиня) в составе песчаников несколько увеличивается содержание остроугольных обломков и целых кристаллов полевых шпатов и убывает содержание зерен кварца. По его мнению, это *«может свидетельствовать в пользу некоторого влияния вулканических процессов»* [169, с. 30]. Соответственно такие породы он считает возможным квалифицировать уже не как песчаники, а как «псаммитовые кристаллокластические туффиты». Действительно, в толще «песчано-глинистого флиша» уктурской свиты мы обнаруживаем средний состав ($n = 5$), в котором содержание Na_2O составляет 6.63 % и K_2O – 1.67 %. Таким образом, это натровый алкалит, вероятно, существенно альбитовый. Столь специфический состав можно считать подтверждением диагноза П. В. Маркевича.

Алкалитами нередко являются кислые докембрийские метаморфиты – *лептиты*. Так, из приведенных Л. М. Реутовым 24 анализов катархейских лептитовых гнейсов и порфироидов амедичинского комплекса (Алданский щит) 17 аттестуются как алкалиты, а прочие являются гиперщелочными миосилитами с общей щелочностью 7–8 %. Характерно резкое накопление K_2O (до 8.8 %) и экстремальные значения НКМ – до 0.78! Л. М. Реутов рассматривает эти породы как метариолиты и кислые метатуфы [221].

Таблица 72

Химический состав силурийских метабентонитов и вмещающих их сланцев Северной Ирландии.
Составлено по данным Т. Камерона и Т. Андерсона, 1980 г. [324, с. 66—67]

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	IIc	15
	Сланцы		Метабентониты			Сланец
	Карбонатный псевдосиаллит	Псевдосиаллит	Алкалит		Щелочной гипогидролизат	Псевдосиаллит
n	2	2	6	3	2	
SiO_2	52.85	52.95	53.73	52.72	52.23	61.60
TiO_2	0.70	0.94	0.78	1.05	1.49	0.84
Al_2O_3	10.74	17.37	25.19	24.74	25.04	15.80
Fe_2O_3+FeO	5.03	8.77	2.53	3.80	3.65	7.38
MnO	0.12	0.06	0.03	0.01	0.04	0.05
MgO	3.20	6.33	2.66	3.27	2.25	4.15
CaO	12.40	2.73	1.06	0.63	0.64	0.94
Na_2O	2.02	1.10	0.68	0.12	2.49	1.15
K_2O	1.64	3.26	8.08	8.32	5.50	2.70
P_2O_5	0.16	0.20	0.17	0.20	0.42	0.17
CO_2+H_2O	11.75	7.04	5.19	5.08	5.31	4.53
Сумма	100.60	100.72	100.09	99.93	99.05	99.30
ГМ	0.31	0.51	0.53	0.56	0.58	0.39
ФМ	0.16	0.29	0.10	0.13	0.11	0.19
АМ	0.20	0.33	0.47	0.47	0.48	0.26
ТМ	0.065	0.054	0.031	0.042	0.060	0.053
ЖМ	0.45	0.48	0.10	0.15	0.14	0.45
НКМ	0.34	0.25	0.35	0.34	0.32	0.24
ЩМ	1.20	0.30	0.10	< 0.10	0.50	0.40

Весьма своеобразным типом алкалитов являются *метасоматиты по субстрату осадочных пород.* В табл. 73 обработано 11 анализов щелочных метасоматитов по субстрату юрских аркозовых песчаников Пристанового прогиба [20], а на рис. 62 они показаны в сравнении с составом исходного песчаника.

Выясняется, что существенно калиевые метасоматиты можно отличить от двуполевошпатовых: первые аттестуются как алкалиты, вторые как щелочные миосилиты (исключение представляет только аномальный обр. 11, также оказавшийся алкалитом). Исходные аркозовые песчаники аттестуются как нормосилиты. Отличительной особенностью метасоматитов по сравнению с их осадочным субстратом можно считать высокую щелочность и значительный разброс значений ГМ (от 0.17 до 0.29 против 0.17 в субстрате). Последнее обусловило рыхлость кластера I и формирование двух изолированных групп в кластере II: IIa и IIb. Очевидно, что на первой стадии фельдшпатизации количество кварца существенно не изменяется (ГМ почти не растет), а в дальнейшем привнос щелочей сопровождается и выносом кремнезема. Особенно контрастно изменяется величина НКМ – от 0.60 до 0.89 против 0.45 в субстрате.

Таблица 73

Химический состав щелочных метасоматитов и исходного песчаника. Составлено по данным А. М. Блоха и И. В. Дагаевой, 1984 г. [20, с. 97]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	I	II
	Полевошпатовый метасоматит (щелочной миосилит)	Калишпатовый метасоматит (алкалит)		Песчаник (нормосилит)	Полевошпатовый метасоматит (алкалит)
n	3	4	3		
SiO_2	74.30	75.77	67.40	74.86	68.57
TiO_2	0.41	0.41	0.44	0.23	0.63
Al_2O_3	12.27	10.67	13.58	10.46	15.73
Fe_2O_3	2.52	1.97	2.66	2.12	3.62
MnO	0.02	0.01	0.03	0.05	0.14
MgO	0.18	0.20	0.59	0.94	0.10
CaO	0.59	0.39	1.06	2.15	0.28
Na_2O	4.65	0.22	0.13	1.80	6.10
K_2O	3.19	9.32	11.77	2.92	3.35
P_2O_5	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04
BaO	0.08	0.09	0.11	0.08	0.07
П.п.п.	1.59	0.93	2.54	4.11	1.36
Сумма	99.87	100.01	100.33	99.76	99.99
CO_2	0.75	0.44	1.45	2.50	0.10
ГМ	0.20	0.17	0.25	0.17	0.29
ФМ	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05
АМ	0.17	0.14	0.20	0.14	0.23
ТМ	0.033	0.039	0.032	0.022	0.040
ЖМ	0.20	0.18	0.19	0.20	0.23
НКМ	0.64	0.89	0.88	0.45	0.60
ЩМ	1.5	< 0.10	< 0.10	0.60	1.80

В данном случае исключительный интерес представляет то, что процесс фельдшпатизации развивался по субстрату неметаморфизованных осадочных пород! Оказывается, такие случаи отнюдь не являются редкими: *«Во многих случаях фельдшпатизация в неметаморфизованных осадочных отложениях имеет эндогенную природу и отвечает этапу тектоно-метасоматической активизации региона. Излишне говорить, как важно для правильного понимания геологической истории изучаемого объекта, генезиса рудных концентраций, которые нередко приурочиваются к фельдшпатизированным породам, и соответственно для подбора наиболее эффективной методики поисков месторождений полезных ископаемых уметь отличать эндогенные проявления новообразованных полевых шпатов от аутигенных»* [20, с. 90].

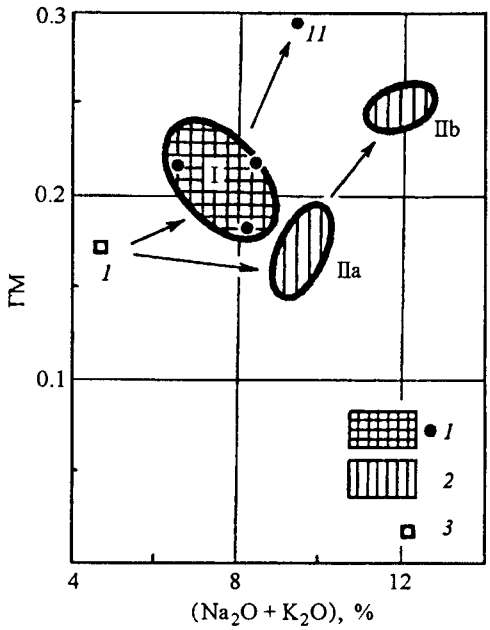


Рис. 62. Модульная диаграмма для щелочных метасоматитов по субстрату нижнеюрских песчаников; Пристановой прогиб, юг Алданского щита. Составлено по данным А. М. Блоха и И. В. Дагаевой, 1984 г. [20, с. 97].

1, *2* – метасоматиты двуполевошпатовые (*1*) и калишпатовые (*2*); *3* – исходный аркозовый песчаник юхтинской свиты.

А. М. Блох и И. В. Дагаева сделали очень полезную сводку (табл. 74), показывающую важные диагностические отличия аутигенных (гипергенных, низкотемпературных) полевых шпатов от эндогенных (высокотемпературных).

К числу полевошпатовых Na-алкалитов относятся описанные словацкими геологами редкие породы – *осадочные альбитолиты* [328].

Они образуют мелкие конкреции, макроскопически почти не отличимые от вмещающих пермских лилово-серых алевролитов, и постепенно в них переходят. Поэтому морфология и распределение их в разрезе точно установлены не были. Предполагают, что они распределяются незакономерно, скапливаясь в отдельных слоях и прослоях. Такие пласты мощностью до 2 м и более описаны в Северных Гемеридах на двух площадях, в горных выработках и буровых скважинах. Конкреции состоят из альбита (70–80 %) и Fe-карбоната типа мезитита или анкерита (30–20 %). В качестве небольшой примеси присутствуют хлорит, иллит, а в акцессорных количествах – турмалин, апатит, пирит, халькопирит, барит и низкотемпературный кристобалит. Альбит имеет все характеристики аутигенного низкотемпературного минерала: малые размеры кристаллов (<1 мм), их идиоморфизм, характерные четверники типа «Рок-Турне», 2V 78–80°, большую чистоту (всего 3 % An). Все эти признаки в сочетании с повышенными содержаниями в породах стронция и бора (до 1500 и 882 г/т соответственно) указывают на связь альбитизации с эвапоритовыми фациями, причем в условиях крайне ослабленного терригенного сноса (отсутствие обломочного материала).

Таблица 74

Признаки аутигенной и эндогенной фельдшпатизации в неметаморфизованных осадочных толщах.
По данным А. М. Блоха и И. В. Дагаевой, 1984 г. [20, с. 91]

Категории признаков	Аутигенная фельдшпатизация	Эндогенная фельдшпатизация
Температурные	Отсутствие свидетельств возрастания температур при формировании новообразованных полевых шпатов	
Количественные	Новообразованные полевые шпаты практически никогда не становятся главным компонентом измененных пород: на их долю приходится не более 5% имеющегося в породе полевошпатового материала Калишпат чаще образуется в песчаниках, альбит — в граувакках	Стремление к формированию мономинеральных калишпатов и альбититов; на долю новообразованных полевых шпатитов приходится до 80% имеющегося в породе полевошпатового материала Состав новообразованных полевых шпатов не зависит от первичного состава измененных пород
Минералогические	Обрастание вокруг обломочных зерен и в виде новообразованных кристаллов без следов прежде существовавших ядер	
	Случайное распределение кристаллов в породе, которые обычно «плавают» в цементе разного состава	Преимущественное развитие в виде микрокристаллического цемента, подчиненное значение идиоморфных кристаллов
	Кристаллы альбита крупнее калишпатовых. Альбит растет без целенуклеации, реже вокруг обломочных зерен любого состава; калишпат почти всегда растет вокруг обломочных зерен того же состава	
	Высокая степень упорядоченности калиевого полевого шпата Прозрачный облик кристаллов калиевого полевого шпата Большинство выделений альбита не сдвойниковано	Промежуточная степень упорядоченности калиевого полевого шпата. Мутный (пелитизированный) облик кристаллов калиевого полевого шпата Большинство выделений альбита сдвойниковано
Геохимические	Отсутствие примесей посторонних элементов	Наличие примесей посторонних элементов

Для формирования альбита нужны были высокощелочные воды с высокими концентрациями Na^+ и SiO_2. Словацкие геологи предполагают, что процесс альбитизации имел место в раннем диагенезе, хотя не исключается и более поздний процесс, так как кроме конкреций описаны также альбитовые прожилки. Все же в целом принимается идея сингенетичности альбитолитов [328].

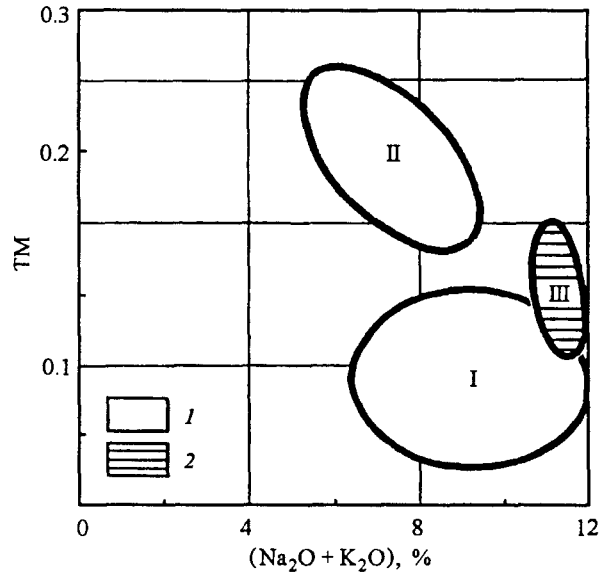


Рис. 63. Модульная диаграмма для пермских альбитолитов из Северных Гемерид, Словакия. Составлено по данным Й. Цурлика и др., 1984 г. [328, S. 732].

1 – породы, *2* – нерастворимые остатки.

На модульной диаграмме (рис. 63) можно выделить кластеры I–II самих пород (различающихся по содержанию карбоната, о чем здесь можно судить по значениям п. п. п., FeO, MgO), а также показать средний состав их нерастворимых остатков (кластер III). Любопытно, что в наиболее карбонатных породах кластера II щелочность (НКМ) заметно ниже, чем в нерастворимых остатках (табл. 78). Это может объясняться и неоднородностью выборки (т. е., возможно, эти породы в действительности более глинистые, чем в кластере I), и присутствием в них несиликатного алюминия(?!). Это предположение нетривиально и заслуживает внимания.

Давсонитовые алкалиты. Исключительно своеобразный класс алкалитов представляют давсонитовые породы, которые сочетают в себе высокие щелочность, карбонатность и гидролизатность одновременно! Как видно из табл. 76 и рис. 64, 18 анализов турнейских давсонитовых пород Припятской впадины [89] образуют серию кластеров и отдельных точек, довольно хаотически распределенных на модульной диаграмме, что отражает значительные вариации состава.

При этом возникает замечательная ситуация с формальной литохимической аттестацией пород. Кластеры Ia, b, IIb, III можно аттестовать как карбонатные алкалиты (а по величине ГМ они являются и карбонатными гиперщелочными гидролизатами); породы кластера IV аттестуются как карбонатолиты ($CO_2 > 20$ %), а породы кластера V являются **одновременно** и карбонатолитами ($CO_2 > 20$ %), и алкалитами ($Na_2O + K_2O > 8$ %)! Мы имеем, таким образом, классификационный казус – случай, когда Природа решила подшутить над авторами этой книги...

Отметим еще три литохимические особенности давсонитовых пород: а) повышенную титанистость, указывающую, по-видимому,

Таблица 75

Средний химический состав пермских альбитолитов из Северных Гемерид, Словакия.
Составлено по данным Й. Цурлика и др., 1984 г. [328, с. 732]

Окислы и модули	I	II	III
	Альбитовые породы		Нерастворимые остатки (алкалит)
	Алкалит	Щелочной псевдосиаллит	
n	3	4	3
SiO_2	63.38	53.10	67.10
TiO_2	0.31	0.70	0.59
Al_2O_3	17.43	14.53	19.09
Fe_2O_3	1.29	2.39	0.43
FeO	1.43	4.05	0.30
MnO	0.10	0.20	0.01
MgO	0.94	5.32	0.35
CaO	1.55	1.99	0.10
Na_2O	9.48	6.03	11.18
K_2O	0.28	1.14	0.22
P_2O_5	0.07	0.18	0.02
П. п. п.	4.33	11.65	0.80
Сумма	100.60	101.28	100.19
ГМ	0.32	0.41	0.30
ФМ	0.06	0.22	0.02
АМ	0.27	0.27	0.28
ТМ	0.018	0.048	0.031
ЖМ	0.16	0.44	0.04
НКМ	0.56	0.49	0.60
ЩМ	33.50	5.30	50.10

на их генетическую связь с базитами (половина составов аттестуются как супер- и гипертитанистые, причем содержания TiO_2 достигают 2.81 %); б) повышенную железистость (половина проб гипержелезистые, причем ЖМ доходит до 2.4, а содержание Fe_2O_3 – до 33.3 %); в) высокое содержание SO_3 (до 9 %), обусловленное присутствием ангидрита. По мнению В. П. Курочки, давсонит в этих породах эпигенетический, причем последовательность минералообразования рисуется как очень сложная, шестиэтапная [89]. Хотя проблема образования давсонита продолжает оставаться предметом дискуссии, можно выделить в ней две альтернативные линии: 1) формирование давсонита по субстрату сингенетичных глиноземистых минералов – каолинита, бемита, гиббсита; 2) образование гидролизатных минералов в результате разложения давсонита в кислой среде. В. П. Курочка развивает именно эту идею.

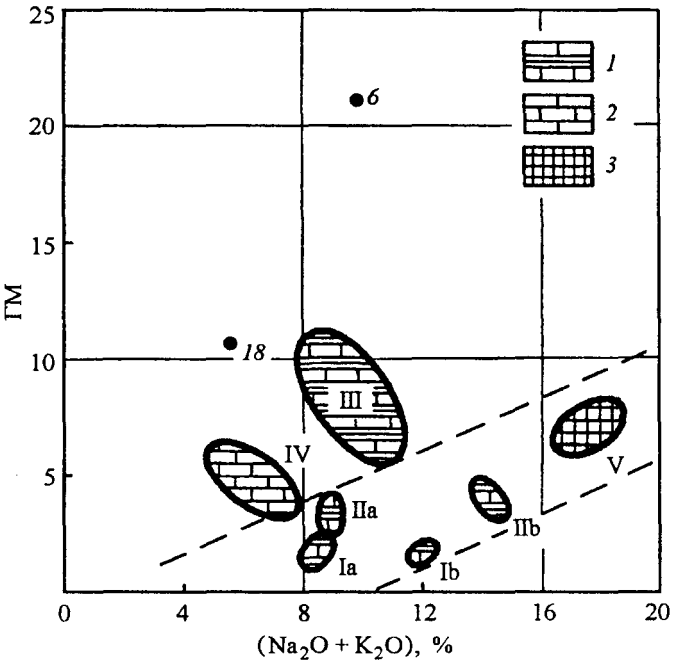


Рис. 64. Модульная диаграмма для давсонитовых пород C_1t Припятской впадины. Составлено по данным Ф. Л. Дмитриева и др., 1975 г. [89, с. 296–297].

1 – карбонатные алкалиты, *2* – щелочные карбонатолиты, *3* – карбонатолиты-алкалиты.

Возможно, что разделение модульной диаграммы на две части (коррелированная серия кластеров Ia, IIa → Ib → IIb → V и некоррелированные кластеры IV, III) отражает полигенетичность давсонитовых пород.

6.7. Карбонатолиты

В природе наибольшим распространением пользуются известняки, доломиты и известково-доломитовые породы, образующие первые три класса карбонатолитов, выделяемые на треугольнике FCM.

Классы кальциевый (1), магниево-кальциевый (2) и кальциево-магниевый (3). Рассмотрим типизацию карбонатолитов наиболее распространенных в стратисфере первых трех классов на примере флишевых карбонатов южного склона Украинских Карпат. Согласно описанию И. М. Афанасьевой [11], здесь присутствуют известняки, песчанистые и алевритистые известняки, мергели и глинистые известняки, известковые туфы и карбонатные конкреции. Попытка типизации карбонатолитов по их *силикатному компоненту* показана на диаграмме НКМ–АМ (рис. 65). Мы видим,

Таблица 76

Химический состав турнейских давсонитовых пород Припятской впадины. Составлено по данным Ф. Л. Дмитриева и др., 1975 г. [89, с. 296—297]

Окислы и модули	I	Ib	IIa	IIb	III	IV	V	6	18
	Карбонатный алкалит		Титанистый алкалит	Титанистый карбонатный алкалит	Сернистый карбонатный алкалит	Щелочной карбонатолит	Алкалит-карбонатолит	Сернистый карбонатный алкалит	Сернистый щелочной карбонатный псевдогидролизат
n	2	2	2	2	4	2	2		
SiO_2	21.43	19.53	15.46	10.42	5.36	9.63	5.25	2.49	4.26
TiO_2	1.16	1.13	2.23	2.07	1.39	1.12	1.14	0.97	0.91
Al_2O_3	33.39	36.06	24.28	30.82	19.78	20.10	35.23	18.55	12.66
$Fe_2O_3^*$	3.36	1.26	23.73	10.02	19.31	2.87	1.14	32.84	15.40
FeO	3.07	0.00	0.09	0.18	8.17	21.76	0.01	0.64	16.97
MnO	0.05	0.02	0.01	0.01	0.04	0.13	0.01	0.01	0.03
MgO	0.12	0.00	0.18	0.28	0.69	1.58	0.11	0.08	3.99
CaO	0.30	0.28	1.51	0.97	4.76	3.34	0.43	5.75	5.83
Na_2O	8.41	11.71	8.82	14.19	9.10	6.29	17.67	9.77	5.58
K_2O	0.12	0.29	0.17	0.12	0.15	0.14	0.10	0.12	0.12
P_2O_5	0.13	0.12	0.06	0.05	0.05	0.10	0.05	0.03	0.03
SO_3	0.33	0.00	1.39	1.45	6.02	1.00	1.18	8.99	6.76
П. п. п.	27.57	29.55	21.85	29.33	24.61	31.77	37.66	19.38	26.89
Сумма	99.41	99.94	99.75	99.89	99.40	99.80	99.94	99.62	99.43
CO_2	14.19	16.78	9.30	15.35	13.64	24.10	25.30	10.16	12.43
ГМ	1.91	1.97	3.26	4.14	9.09	4.78	7.15	21.29	10.79
ФМ	0.31	0.06	1.55	1.01	5.26	2.72	0.24	13.48	8.54
АМ	1.56	1.85	1.57	2.96	3.69	2.09	6.72	7.45	2.97
ТМ	0.035	0.031	0.092	0.067	0.070	0.056	0.032	0.052	0.072
ЖМ	0.19	0.03	0.90	0.31	1.30	1.17	0.03	1.72	2.39
НКМ	*0.26	0.33	0.37	0.46	0.47	0.32	0.50	0.53	0.45
ЩМ	73.10	41.10	51.90	118.20	59.60	44.90	176.70	81.40	46.50

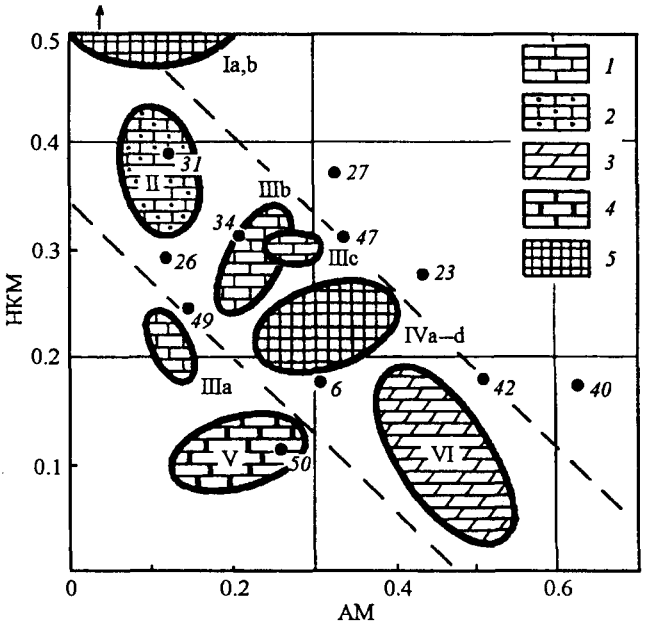


Рис. 65. Модульная диаграмма для карбонатолитов мелового и палеогенового флиша южного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1979 г. [11, с. 188–195].

Карбонатные породы: *1* – кальцитовые, *2* – то же, марганцовистые, *3* – доломитовые, *4* – сидеритовые и анкеритовые, *5* – смешанного состава.

во-первых, четкую полосу тренда для преобладающих в разрезе литотипов, а во-вторых, из табл. 77 выясняются нетривиальные особенности состава.

Так, «перекристаллизованные известняки» оказываются в действительности доломитами (кластер VI). Попадание их в полосу негативной корреляции вместе с известняками может указывать на эпигенетический процесс. Особое положение «песчано-алевритовых известняков»кластера IIIa и сидеритовых, аккеритовых конкреций кластера V отражает специфику их образования.

Использование треугольника FCM (рис. 66), где кластеризация производится по составу *карбонатного компонента*, позволяет лучше дискриминировать доломитовые, сидеритовые и анкеритовые породы (хорошо обособляются неразличимые на диаграмме AM–HKM кластеры IVb, c, d), но зато приводит к потере информации в отношении известняков и (объединение кластеров I–III, IVa).

Кроме того, выясняется, что состав «известняков» оказывается в жесткой зависимости от их литологической характеристики. Из 11 образцов в 6 параметр M составляет всего 1.2–6.5 %, а в 5 других – 20.0–27.2 %. Оказывается, все первые (кроме одного) это «известняки криптокристаллические», а все вторые – «известня-

Таблица 77

Химический состав карбонатолитов мелового и палеогенового флиша южного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1979 г. [11, с. 188—195]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	IIIa	IIIb	IIIc	IVa	IVb	IVc	IVd	V	VI
	Са карбонатолит		Mn карбонатолит	Са карбонатолит				Mg карбонатолит	Mg-Fe карбонатолит	Mn карбонатный псевдогидролизат	Mn-Fe карбонатолит	Mg карбонатолит
n	2	2	5	2	5	2	4	5	3	3	3	4
SiO_2	20.68	7.08	39.25	38.86	23.27	33.52	23.62	26.52	20.67	30.47	25.03	8.86
TiO_2	0.17	0.03	0.30	0.20	0.28	0.46	0.34	0.30	0.29	0.38	0.26	0.12
Al_2O_3	0.54	0.88	4.02	5.00	5.26	9.32	7.53	8.69	6.01	8.95	5.27	3.92
Fe_2O_3	5.42	0.80	1.09	0.89	1.35	1.50	1.50	2.41	3.60	6.68	6.45	1.20
FeO	1.79	0.92	1.58	1.08	2.70	2.17	1.81	2.18	16.68	20.11	25.37	3.56
MnO	0.39	0.13	1.12	0.06	0.33	0.47	0.17	0.47	0.72	1.57	1.12	0.25
MgO	1.39	1.13	1.50	1.51	1.11	2.32	3.21	9.88	5.23	3.55	4.76	10.82
CaO	37.02	47.82	26.09	26.12	33.50	23.56	30.98	19.39	16.15	5.16	6.86	31.15
Na_2O	0.43	0.47	0.88	0.51	0.49	0.88	0.88	0.97	0.40	0.97	0.20	0.18
K_2O	1.00	0.53	0.62	0.58	1.07	1.99	0.90	1.15	0.90	1.10	0.45	0.40
P_2O_5	0.38	0.10	0.37	0.19	0.20	0.08	0.26	0.26	1.01	0.73	0.63	0.32
SO_3	0.40	0.59	0.54	0.17	0.54	0.76	0.61	0.37	0.18	0.23	1.05	0.06
CO_2	27.45	38.34	21.59	22.47	27.38	20.56	26.33	23.76	27.19	17.21	21.08	37.44
H_2O	3.55	0.91	1.72	1.88	2.68	3.18	2.66	4.03	1.26	3.28	2.13	2.17
Сумма	100.58	99.71	100.66	99.48	100.17	100.76	100.77	100.37	100.29	100.40	100.64	100.43
ГМ	0.40	0.39	0.21	0.19	0.43	0.41	0.48	0.53	1.32	1.24	1.54	1.02
АМ	0.03	0.12	0.10	0.13	0.23	0.28	0.32	0.33	0.29	0.29	0.21	0.44
ТМ	0.315	0.034	0.074	0.040	0.054	0.049	0.045	0.034	0.048	0.043	0.049	0.030
НКМ	2.65	1.13	0.38	0.22	0.30	0.31	0.24	0.24	0.22	0.23	0.12	0.15
ЩМ	0.40	0.90	1.40	0.90	0.50	0.40	1.00	0.80	0.40	0.90	0.40	0.40

Таблица 77 (*продолжение*)

Окислы и модули	6	23	26	27	31	34	40	42	47	49	50
	Карбонатолит	Карбонатный гипогидролизат	Псевдосилит	Карбонатолит	Карбонатный псевдогидролизат	Карбонатолит					Mn карбонатный псевдогидролизат
SiO_2	29.17	29.33	55.75	28.39	23.95	13.99	16.98	25.99	18.65	26.72	26.21
TiO_2	0.45	0.43	0.26	0.30	0.23	0.15	0.29	0.31	0.27	0.19	0.20
Al_2O_3	9.04	12.78	6.78	9.35	3.05	2.98	10.62	13.30	6.28	3.98	6.83
Fe_2O_3	3.40	0.33	0.64	1.08	27.39	8.46	4.29	6.83	1.16	6.60	3.22
FeO	6.82	4.02	2.30	2.24	0.75	0.29	6.31	14.28	4.45	23.85	12.56
MnO	0.20	0.21	0.07	0.11	0.26	0.51	0.30	0.80	0.46	0.88	15.50
MgO	2.15	2.28	4.07	1.75	8.02	3.06	2.26	0.50	7.27	4.20	7.63
CaO	24.19	24.50	18.46	28.47	11.21	35.91	27.42	9.80	27.38	7.09	5.03
Na_2O	0.46	0.70	1.12	1.55	0.40	0.25	0.50	0.60	0.62	0.19	0.37
K_2O	1.18	2.91	0.90	1.97	0.80	0.70	1.40	1.85	1.37	0.80	0.45
P_2O_5	0.98	0.10	0.27	0.17	0.09	0.54	0.26	2.30	0.37	1.57	1.26
SO_3	0.09	0.08	0.23	0.10	0.66	0.13	0.15	0.37	0.44	0.07	0.01
CO_2	21.30	19.80	8.78	23.00	16.20	30.35	27.50	20.64	30.77	21.06	17.75
H_2O	0.77	2.85	0.48	1.81	6.98	2.70	1.64	1.73	0.80	3.48	3.44
Сумма	100.20	100.32	100.11	100.29	99.99	100.02	99.92	99.30	100.29	100.68	100.46
ГМ	0.68	0.61	0.18	0.46	1.32	0.89	1.28	1.37	0.68	1.33	1.46
АМ	0.31	0.44	0.12	0.33	0.13	0.21	0.63	0.51	0.34	0.15	0.26
ТМ	0.050	0.034	0.038	0.032	0.075	0.050	0.027	0.023	0.043	0.048	0.029
НКМ	0.18	0.28	0.30	0.38	0.39	0.32	0.18	0.18	0.32	0.25	0.12
ЩМ	0.40	0.20	1.20	0.80	0.50	0.40	0.40	0.30	0.50	0.20	0.80

Примечание. Известняки — кластеры Ia, b, II, IVa, b; песчано-алевролитовые известняки — кластеры IIIa, b; глинистые известняки — кластеры IIIc, обр. 23, 26, 27; перекристаллизованные известняки — кластеры VI, обр. 6; известковые туфы — обр. 31, 34; карбонатные конкреции — кластеры IVc, d, V, обр. 40, 42, 47, 49, 50.

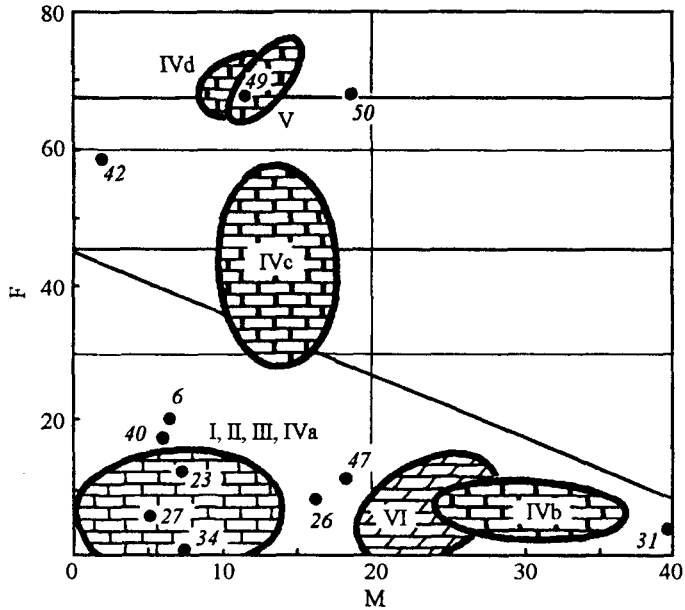


Рис. 66. Кластеризация составов карбонатолитов мелового и палеогенового флиша Украинских Карпат на треугольнике FCM.

Усл. обозн. – см. на рис. 65.

ки перекристаллизованные». Как отмечает И. М. Афанасьева, *«наиболее высокие содержания карбонатов железа и магния характерны для известняков тех стратиграфических горизонтов, которые отличаются повышенным содержанием органического материала...»* [11, с. 196].

Из четырех анализов травертинов (известковых туфов) два показывают заметную магнезиальность (класс 3) и два чисто известковые (класс 1). Все песчаные и алевритовые карбонатолиты также оказываются в этом классе, но из глинистых (мергелей) – только половина, а другие более магнезиальны. Во всяком случае, едва ли случайно, что породы с максимальными величинами параметра M – 16.4 и 33.0 % – оказались и наиболее кремнеземистыми. Впрочем, последнее может объясняться и аналитическими погрешностями – попаданием в состав условно принятых нами $MgO_{карб}$ и $FeO_{карб}$ – силикатных железа и магния [302, с. 23].[8]

К Fe-Mn классу 6 относятся исключительно конкреции: ни одного пластового карбоната с таким составом нет. Однако и среди конкреций 6 образцов имеют Mg-Ca и Ca составы, рассеянные по классам 1–3 и не отличимые от пластовых карбонатов.

Коснемся важного для исторической геохимии вопроса о распространении магниево-кальциевых карбонатолитов в древних толщах, в частности в рифейских. Если следовать логике А. В. Сочавы

[8] Дело в том, что за неимением в первоисточнике фазовых «карбонатных» анализов мы были вынуждены использовать полные силикатные анализы [11, с. 188–195], принимая за 100 % сумму данных в анализе FeO, MnO, MgO, CaO. Для чистых карбонатных пород этот прием правомерен, но для мергелей может приводить к ошибкам, если в них много хлорита [295, с. 26].

и В. Н. Подковырова [247, с. 22], то усиление континентального выветривания ведет к повышению отношения Mg/Ca в жидком стоке с континентов и соответственно повышает Mg/Ca в воде океана. Такое заключение выглядит правдоподобным, поскольку возрастание P'_{CO_2} и поверхностных температур (вследствие парникового эффекта), согласно модели Дж. Уолкера и др. [358], приводит к усилению континентального выветривания и соответственно к росту скорости карбонатообразования [247, с. 22]: «*Отметим, что кальций достаточно полно извлекается из пород областей сноса при средней степени их выветривания. Расширение на континентах зон развития кор выветривания, в которых степень преобразования первичных пород приближается к стадии каолинита, приведет к увеличению потока щелочноземельных элементов в океан в значительной мере за счет возрастания в нем содержания магния.* Mg/Ca *отношение в этом потоке должно возрастать, приближаясь к таковому в материнских породах... Это также в конечном счете должно способствовать возрастанию роли доломита в морских осадках*».

Однако правдоподобность этого умозаключения поддается проверке. Очевидно, что при прочих равных условиях ГМ доломитов в среднем должен быть выше, чем ГМ известняков; доломиты в разрезах должны чаще ассоциироваться с гидролизатными терригенными осадками, нежели известняки. Насколько можно судить по тем данным, которыми мы располагаем, ни одно из этих предположений фактическим материалом не подтверждается.

Класс магниевый (4). В табл. 78 даны *средние* химические составы магнезитовых руд Южного Урала, содержащих 38–46 % MgO в карбонатной форме [258]. Наиболее глиноземистые составы образуют кластер I, объединяющий магнезиты Саткинского и Ельничного месторождений (в общей сложности 153 анализа). В других магнезитах величина АМ заметно ниже, причем руды Семибратского месторождения отличаются повышенной величиной НКМ – до 1.58 (ан. 5 – среднее из 41 анализа).

Любопытно, что наиболее щелочные составы (ан. 4 и 5) оказываются и наиболее титанистыми (ТМ 0.080 против 0.029–0.033 в других месторождениях). Впрочем, содержания алюминия и титана так ничтожны, что от интерпретации этих цифр лучше воздержаться вследствие опасности аналитических ошибок.

Классы железистые и/или марганцовистые (5, 6 и 7). Для кластеризации составов Fe-Mn карбонатолитов также годятся модули АМ и НКМ, поскольку глинозем, кремнезем и щелочи можно считать некарбонатными компонентами. Как видно из рис. 67, АМ докембрийских сидеритов намного ниже, чем фанерозойских (среди которых один силурийский и пять юрских). Дело в том, что в докембрийских гораздо больше малоглиноземистой некарбонатной примеси, ибо они тесно связаны с железистыми кварцитами. Отчасти сохраняет свое значение и титановый модуль; так, экстремальное значение ТМ для юрского сидерита из Швеции (обр. 4, табл. 79) требует какого-то объяснения. С помощью треугольника FCM (рис. 68) удается четко дискриминировать кластер IIIb (вис-

Таблица 78

Химический состав магнезитовых руд Южного Урала.
Составлено по данным Л. П. Урасиной и др., 1993 г. [258, с. 90—91]

Окислы и модули	I	2	4	5
m	153	13	62	41
n	2			
SiO_2	0.95	1.20	2.10	2.60
TiO_2	0.01	0.01	0.04	0.04
Al_2O_3	0.35	0.30	0.50	0.50
Fe_2O_3	0.25	0.20	0.70	0.60
FeO	1.00	0.50	3.00	3.60
MnO	0.04	0.03	0.10	0.10
MgO	45.15	45.70	43.10	38.40
CaO	1.65	0.90	1.40	6.30
Na_2O	0.04	0.03	0.06	0.67
K_2O	0.03	0.02	0.10	0.12
П. п. п.	50.50	50.90	48.60	47.20
Сумма	99.97	99.79	99.70	100.13
ГМ	1.74	0.87	2.07	1.86
АМ	0.37	0.25	0.24	0.19
ТМ	0.029	0.033	0.080	0.080
НКМ	0.19	0.17	0.32	1.58
ЩМ	1.60	1.50	0.60	5.60

консинские и висконсинско-мичиганские докембрийские сидериты), но криворожские докембрийские сидериты (кластер II) попадают в контур кластера I (юрские сидериты Швеции).

Многочисленные примеры состава кальциево-марганцевых (манганокальцитовых и родохрозитовых) и кальциево-магниево-железо-марганцевых (мангано-анкеритовых или манганодоломитовых) карбонатолитов читатель может найти в специальной литературе (напр., [297]). Отметим лишь самую характерную особенность таких карбонатолитов – как правило, это конкреционные или конкрецоидные, а не чисто седиментационные образования.

6.8. Фосфатолиты

Учитывая относительную распространенность разных фосфатов, практически единственным представителем осадочных фосфатолитов можно считать фосфориты, сложенные в основном кальциевым карбонат-фтор-апатитом – франколитом.

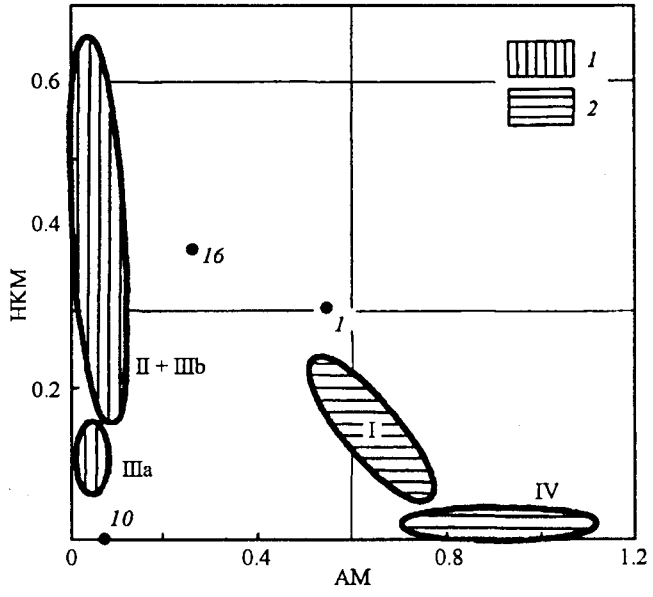


Рис. 67. Модульная диаграмма для некоторых фанерозойских (2) и докембрийских (1) сидеритовых пород. Составлено по данным Х. Джеймса, 1966 г. [337, p. W25–W26].

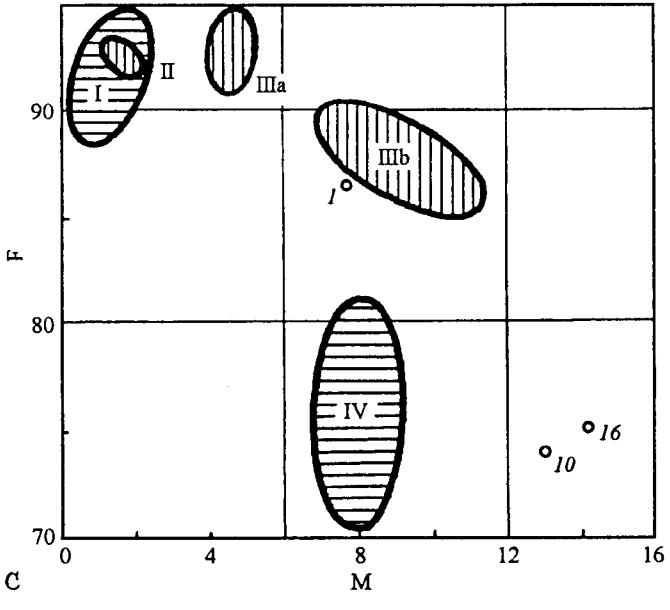


Рис. 68. Кластеризация составов сидеритовых пород с помощью треугольника FCM. Составлено по данным Х. Джеймса, 1966 г. [337, p. W25–W26].

Усл. обозн. см. на рис. 67.

Таблица 79

Химический состав некоторых сидеритовых пород.
Составлено по данным Х. Джеймса, 1966 г. [337, с. W25—W26]

Окислы и модули	I	II	IIIa	IIIb	IV	1	10	16
	Карбонатолит	Карбонатный гипогидролизат	Mn углеродистый карбонатолит	Mn карбонатолит	Карбонатолит		Mn карбонатолит	Mn-S карбонатолит
n	3	2	2	6	2			
SiO_2	8.22	48.40	24.97	31.89	8.13	7.56	39.26	13.91
TiO_2	1.02	0.03	0.10	0.09	0.27	0.18	0.07	0.09
Al_2O_3	5.57	1.88	1.19	1.47	7.24	4.10	2.88	3.63
Fe_2O_3	5.05	3.65	2.95	4.11	1.74	1.83	0.63	3.28
FeO	43.62	24.49	36.47	31.36	36.26	43.86	24.94	28.62
MnO	0.47	0.03	3.53	1.65	0.40	0.13	1.23	1.73
MgO	0.57	0.46	2.01	3.24	3.89	3.92	4.62	5.73
CaO	3.76	1.56	1.07	1.13	8.04	2.90	4.62	4.34
Na_2O	0.06	0.33	0.05	0.03	0.04	0.11	0.00	0.94
K_2O	0.52	0.08	0.08	0.12	0.10	1.13	0.00	0.45
H_2O^+	2.54	0.66	0.26	0.68	4.10	0.81	1.23	1.30
H_2O^-	1.00	2.01	0.14	0.23	10.00	0.28	0.11	0.10
P_2O_5	0.47	—	0.33	0.35	1.29	0.11	0.11	0.23
CO_2	26.37	16.01	26.35	22.86	22.98	32.84	20.46	27.06
S	0.12	—	—	0.06	0.08	—	0.04	0.43
C	0.50	—	2.02	0.79	0.32	—	0.07	—
Сумма	99.85	99.56	101.50	100.05	104.84	99.76	100.27	99.84
ГМ	6.78	0.62	1.77	1.21	5.65	6.63	0.76	2.69
АМ	0.68	0.04	0.05	0.05	0.89	0.54	0.07	0.26
ТМ	0.184	0.013	0.084	0.064	0.037	0.044	0.024	0.025
ЖМ	7.45	14.82	33.29	23.82	5.12	10.71	9.08	9.04
НКМ	0.10	0.22	0.11	0.10	0.02	0.30	0.00	0.38
ЩМ	0.10	4.10	0.70	0.30	0.40	0.10	—	2.10

В табл. 80 обработаны сведенные Н. Г. Бродской анализы разновозрастных фосфоритов и фосфатных пород из разных регионов [30]. Нижнекембрийские фосфориты Западного Приохотья (кластер I) отличаются наивысшей щелочностью и титанистостью, гипертитанисты и одновозрастные(?) сильнофосфатизированные известняки и кремни Казахстана (обр. 5 и 6). Миоценовые фосфориты Польши (кластер II) и олигоценовые фосфориты Болгарии (кластер III) по щелочности и титанистости мало отличаются от верхнемеловых фосфатных пород польских Карпат (IV) и от эоценовых фосфатных пород Колорадо, США (Va и Vb).

Обращает на себя внимание необычная величина АМ в олигоценовых фосфоритах Болгарии – 0.91! Если верить анализу, то это может означать присутствие в данных фосфоритах гидролизатной примеси (из коры выветривания?). Необычна и величина НКМ (~1) нижнекембрийских фосфоритов Западного Приохотья (обр. 10), превышающая норму для щелочных полевых шпатов; опять-таки, если это не аналитическая погрешность, то требует присутствия какой-то малоглиноземистой щелочной фазы.

Среди промышленных фосфоритов принято различать разновидности *по структуре*; интересно выяснить, имеют ли они какую-нибудь специфику по химическому составу. В табл. 81 даны составы некоторых фосфоритов и фосфатных пород с *псефитовой* структурой: конгломератов, галечников, ракушечных конгломератов, конкреционных псевдоконгломератов [241]. По формальному признаку ($P_2O_5 > 21$ %) только кембрийские фосфоритовые конгломераты аттестуются как фосфатолиты, остальные представляют собой фосфатные силиты, а два конкреционных псевдоконгломерата (Вятско-Камский вал и Егорьевское месторождение) оказываются даже сиферлитами. Для всех фосфатных пород отмечаются высокие значения ЖМ (0.85–2.58) и для половины – гиперщелочной состав (НКМ = 0.61–0.92). Первое может быть отчасти обусловлено присутствием пирита, второе – полевых шпатов. Впрочем, и в верхнемеловых образцах без пирита ЖМ остается повышенным (может быть, за счет примеси глауконита?).

Я. Я. Малдре по 17 анализам (табл. 82) вычислил средний состав нижнеордовикских оболовых фосфоритов Эстонии [165]. Если по этим данным оценить состав силикатной части фосфоритов, то неожиданно получится, что она представлена Fe-гидролизатом (ГМ 0.80, ЖМ 5.7). Очевидно, что это отражает присутствие пирита (о чем говорит и заметное содержание сульфата). Кроме того, аномально высоки титанистость (ТМ 0.246) и натровость (ЩМ > >10). Два последних признака могут указывать на активную гидродинамическую обстановку накопления осадка с отмывом из него глинистой фракции. Впрочем, возможно и толкование в терминах гипергенеза: процесс сернокислотного выветривания фосфоритов мог сопровождаться выносом Al и K в форме растворимых квасцов. Наконец, наименее вероятно (хотя и весьма привлекательно) палеобиологическое толкование: может быть, брахиоподы-оболиды в

Таблица 80

Химический состав разновозрастных фосфоритов.
Составлено по данным Н. Г. Бродской, 1974 г. [30]

Окислы и модули	I	II	III	IV	Va	Vb	5	6	7	10	11	14	15
	F фосфатолит			Фосфатный гипогидролизат	Фосфатный псевдосилит	Фосфатный щелочной нормосиаллит	F-P миосилит	F-карбонатный суперсиаллит	Карбонатолит	F фосфатолит	Фосфатный нормогидролизат	F фосфатолит	Фосфатный щелочной нормосиаллит
n	2	2	2	2	2	2							
SiO_2	7.86	6.35	2.55	41.15	32.45	44.10	46.74	21.83	14.52	43.26	34.00	11.03	50.25
TiO_2	0.21	0.05	—	0.61	0.28	0.36	0.33	1.55	0.29	0.03	0.62	0.00	0.56
Al_2O_3	0.79	1.73	2.31	15.07	6.85	11.65	3.86	6.92	2.07	1.26	22.92	3.69	14.45
Fe_2O_3	0.39	0.32	0.59	8.24	2.40	2.70	5.41	0.47	0.17	0.25	9.12	1.00	1.22
FeO	0.30	0.07	0.13	0.66	0.84	0.31	0.28	1.69	1.51	0.55	0.91	2.38	0.86
MnO	0.01	0.06	—	0.48	0.17	0.15	0.00	0.23	0.14	0.03	0.14	0.01	0.04
MgO	1.43	0.34	0.39	1.88	3.35	1.80	0.00	0.14	0.39	0.56	1.66	0.56	1.44
CaO	47.60	48.73	50.88	11.19	21.80	13.25	21.66	34.93	44.57	30.26	10.90	42.57	8.47
Na_2O	0.53	0.60	0.15	0.18	2.50	2.10	0.57	2.61	0.44	0.08	0.43	0.27	5.26
K_2O	0.30	0.12	—	2.36	1.43	4.30	0.54	0.78	0.10	0.11	2.99	0.26	0.09
H_2O	—	2.74	1.90	5.83	3.95	5.25	1.71	0.32	0.77	—	7.15	2.56	5.78
CO_2	4.95	3.27	1.42	0.66	8.95	5.70	0.22	19.10	33.68	—	1.42	0.30	3.02
P_2O_5	32.25	32.97	36.45	8.23	10.60	5.15	17.00	8.86	1.30	19.98	7.83	31.84	7.10
F	3.40	2.46	3.54	—	—	—	1.21	0.82	—	1.56	—	2.66	—
$C_{орг}$	—	0.00	—	0.50	0.50	0.50	1.18	0.01	0.00	—	—	2.39	0.00
Сумма	100.00	99.78	100.29	97.01	96.06	97.32	100.71	100.26	99.95	97.93	100.09	101.52	98.54
ГМ	0.22	0.35	1.19	0.61	0.32	0.34	0.21	0.50	0.29	0.05	0.99	0.64	0.34
АМ	0.10	0.27	0.91	0.37	0.21	0.26	0.08	0.32	0.14	0.03	0.67	0.33	0.29
ТМ	0.266	0.026	0.000	0.040	0.041	0.030	0.085	0.224	0.140	0.024	0.027	0.000	0.039
ЖМ	0.70	0.25	0.31	0.60	0.48	0.26	1.36	0.28	0.77	0.64	0.43	0.92	0.14
НКМ	1.04	0.41	0.06	0.17	0.57	0.55	0.29	0.49	0.26	0.15	0.15	0.14	0.37
ЩМ	1.80	5.20	—	0.10	1.80	0.50	1.10	3.30	4.40	0.70	0.10	1.00	58.40

Таблица 81

Химический состав псефитовых и псевдопсефитовых фосфоритов СССР. Составлено по данным А. И. Смирнова, 1972 г. [241, с. 22—23]

Окислы и модули	I	II	III	4
	F фосфатолит	P-S сиферлит	P суперсилит	
n	2	3	4	
SiO_2	8.03	35.91	56.55	55.33
Al_2O_3	0.97	5.94	2.79	2.32
Fe_2O_3	0.77	7.27	3.03	2.52
FeO	1.16	1.73	0.01	—
MnO	—	0.13	0.04	0.05
MgO	1.92	0.61	0.51	0.76
CaO	47.14	21.18	17.06	18.12
Na_2O	0.50	0.80	0.81	1.02
K_2O	—	1.86	1.08	—
P_2O_5	30.02	13.07	10.18	12.70
SO_3	—	0.80	1.73	0.53
CO_2	6.35	3.55	2.07	1.74
FeS_2	—	3.55	0.13	2.08
F	2.41	1.41	1.17	1.01
П. п. п.	—	3.22	2.47	0.75
Сумма	99.25	101.04	99.62	98.93
ГМ	0.36	0.42	0.10	0.09
ФМ	0.48	0.27	0.06	0.06
АМ	0.12	0.17	0.05	0.04
ЖМ	1.98	1.54	1.10	1.11
НКМ	0.52	0.45	0.68	0.44
ЩМ	—	0.40	0.80	—

процессе жизнедеятельности обладали способностью аккумулировать Ti и Na или, наоборот, несколько дискриминировать Al и K?

В табл. 83 даны составы фосфоритов и фосфатных пород со структурой *псаммитов*. Выясняется, что для них характерны те же литохимические особенности, что и для фосфатных псефитов.

Экстремальные значения щелочности и натровости в сеноманском зернисто-детритусовом фосфорите египетского месторождения Хамруин (обр. 9) могут быть связаны с присутствием галита(?!) или аутигенного альбита, что может иметь место в эвапоритовых фациях. С этим допущением согласуется высокое содержание сульфата (при отсутствии пирита?). Если такая догадка верна, то все составы фосфоритов Северной Африки с высокими НКМ можно трактовать как образования аридных эвапоритовых бассейнов фосфатонакопления. Это согласуется с выводами А. И. Смирнова, к которым он пришел, сравнивая содержания углерода и серы в природных фосфоритах с экспериментально полученными фосфатными осадками [241].

Как и для псефитовых фосфатных пород, здесь также удается сформировать кластеры I и II, отвечающие соответственно кемб-

Таблица 82

Средний химический состав оболовых фосфоритов.
По данным Я. Я. Малдре, 1979 г. [165]

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	2.49	Na_2O	0.61
TiO_2	0.06	K_2O	—
Al_2O_3	0.26	P_2O_5	33.97
Fe_2O_3	1.67	CO_2	3.39
FeO	4.06	F	2.64
MnO	0.18	SO_3	0.99
MgO	0.46	H_2O^-	1.91
CaO	47.38		

Таблица 83

Химический состав псаммитовых и псаммитоподобных фосфоритов
б. СССР и Северной Африки.
Составлено по данным А. И. Смирнова, 1972 г.[241, с. 27—29]

Окислы и модули	I	II	III	IV	1	6	9
	$Є_2$	J_3—K_1v	K_2—P	O_1	O_1	P	K_2sn
	Возраст						
	Фосфатолит	P, S сиферлит	Фосфатолит	Фосфатный гиперсилит	Псевдолит	Фосфатный нормосилит	F карбонатный фосфатолит
n	5	2	2	2			
SiO_2	23.29	49.86	3.79	72.46	55.12	54.82	2.04
Al_2O_3	2.59	9.16	0.63	0.85	5.54	4.19	0.08
Fe_2O_3	1.09	12.60	1.03	0.98	5.56	1.80	1.59
FeO	1.02	—	—	0.15	1.02	—	—
MnO	0.08	0.10	—	0.04	0.07	—	—
MgO	2.05	0.51	1.50	1.46	3.98	0.72	5.17
CaO	35.00	7.90	47.53	11.65	9.28	18.35	44.75
Na_2O	0.47	0.76	1.23	0.18	0.05	0.96	1.02
K_2O	0.73	3.62	0.12	0.25	4.02	1.07	0.08
P_2O_5	21.91	4.48	28.69	7.20	2.62	7.82	24.91
SO_3	0.34	0.57	2.89	0.13	0.03	0.93	1.57
CO_2	5.59	1.22	7.03	3.68	9.46	5.67	12.83
FeS_2	0.65	2.50	—	0.05	0.60	—	—
F	1.97	0.48	2.65	0.59	0.20	0.66	3.05
П. п. п.	2.58	5.73	3.22	0.53	2.03	2.85	3.50
Сумма	99.34	99.46	100.28	100.18	99.58	99.84	100.59
ГМ	0.20	0.44	0.44	0.03	0.22	0.11	0.82
ФМ	0.18	0.26	0.67	0.04	0.19	0.05	3.31
АМ	0.11	0.18	0.17	0.01	0.10	0.08	0.04
ЖМ	0.85	1.39	1.63	1.37	1.20	0.43	19.88
НКМ	0.46	0.48	2.13	0.51	0.73	0.48	13.75
ЩМ	0.60	0.20	10.70	0.70	0.00	0.90	12.80

рийским и верхнеюрско-меловым фосфоритам, и кластер IV – нижнеордовикским. Однако кластер III уже оказывается смешанным (мел и палеоген), а ряд составов (обр. 1, 6 , 9) оказывается вне кластеров.

6.9. Эвапориты

Обычно приходится иметь дело только с двумя классами эвапоритов – сульфатолитами и галолитами, которые в разрезах засоленных аридных толщ находятся в парагенезисе с различными карбонатными и терригенными отложениями. Диагностика таких толщ не всегда является простой задачей, и литохимические методы могут оказаться хорошим подспорьем, что можно видеть на примере девона Западной Якутии. На рис. 69 и в табл. 84 приведено 64 обработанных анализа пород из трех скважин, пробуренных на Чаяндинской площади в западной части Вилюйской синеклизы (материалы Г. В. Ивенсен). Согласно коллекторскому описанию керна, это песчаники, алевролиты и аргиллиты; один образец (обр. 1, скв. Ч-15, глуб. 1787.4 м) назван доломитом и еще один (обр. 46, скв. Ч–20, глуб. 1854 м) – ангидритом. Анализы показывают, что в действительности мы имеем дело с засоленной эвапоритовой толщей. Об этом свидетельствуют следующие признаки.

а) Высокие содержания хлора, в среднем по кластерам – от 0.38 до 5.44, вплоть до 7.98 % (обр. 51); при содержаниях хлора выше 0.1 % (т. е. когда можно пренебречь «шумом», вносимым ошибками анализа) они очень тесно коррелируются с содержаниями натрия, что указывает на форму нахождения хлора – галит.

б) Присутствие гиперщелочных составов с НКМ > 1, которые нельзя приписать ни полевым шпатам, ни цеолитам (кластеры III, IV и обр. 1, 2, 3, 5, 37, 45, 47, 51); очевидно, что такие составы могут быть обязаны только присутствию солей. Показательна и высокая общая щелочность многих «песчаников» (кластеры III–V, VI–VII, обр. 25, 32, 37, 45, 51), которая в сочетании с другими признаками указывает на присутствие солей. Аномальность таких пород выдается также тем, что они не ложатся в «нормальную» (обусловленную глинистым веществом) полосу позитивной корреляции «Щелочи–ГМ» на модульной диаграмме (рис. 69).

в) Наличие сульфатных составов (к таковым мы отнесли здесь составы с содержанием $SO_3 > 3$ %); даже в среднем в «песчаниках» (кластер VI) количество SO_3 достигает 15–16 %, а отдельные образцы с содержанием $SO_3 > 20$ % (обр. 1, 46) аттестуются как сульфатолиты.

г) Повышенная магнезиальность некоторых образцов, где очевидно высокое содержание доломита, а также, вполне возможно, и растворимых магниевых солей и/или высокомагниевых силикатов (последнее тоже характерно для эвапоритовых толщ).

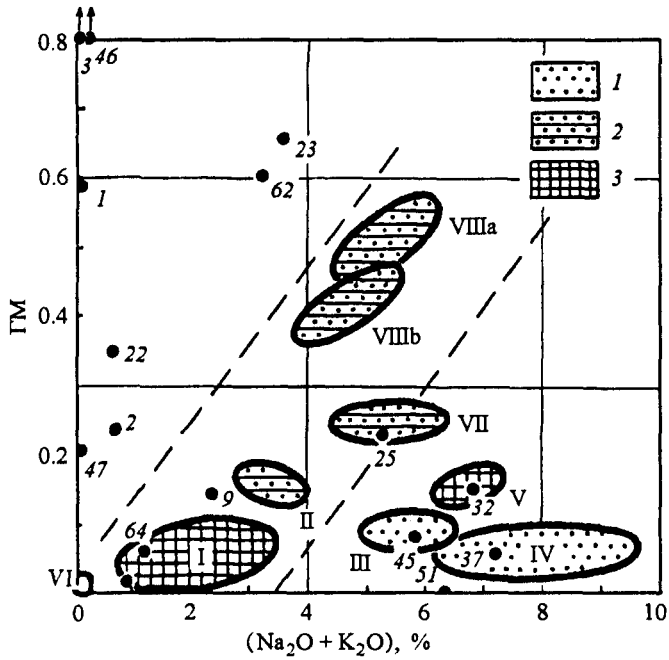


Рис. 69. Модульная диаграмма для засоленных терригенно-карбонатных отложений девона в западной части Вилюйской синеклизы. Составлено по материалам Г. В. Ивенсен, 1997 г. (личное сообщение).

Литотипы (по данным коллекторского описания керна): *1* – песчаники, *2* – алевролиты, *3* – смесь литотипов.

Добавим к этому еще две особенности данной толщи.

д) Необычно кислый состав некоторых «алевролитов», которые аттестуются как гипер- и суперсилиты (кластеры Ia, Ib) и содержат в среднем от 80 до 90 % SiO_2! Поскольку для «алевролитов» такие содержания кажутся странными (они типичны лишь для хорошо отмытых кварцевых песчаников), то возникает сомнение – алевролиты ли это? Может быть, мы имеем дело с аутигенными кремнистыми образованиями, которые так характерны для щелочных сред аридного (эвапоритового) литогенеза?

е) Наличие хоть и немногочисленных, но все же отчетливых геохимических аномалий марганца (более 0.2 % MnO), достигающих в «песчанике» (обр. 22) и «алевролите» (обр. 62) 1.45–1.87 %, что заставляет аттестовать эти породы как «марганцовистые». Все породы с такими аномалиями содержат доломит. Можно думать, что мы здесь имеем тип накопления марганца, описанный в свое время К. Ведеполем для германского цехштейна: накопление Mn^{2+} в застойных водах стратифицированных соленосных лагун с последующим осаждением в составе доломита [360].

Опубликованные в литературе составы эвапоритов часто неполные, что не позволяет вычислить значения всех модулей, но и по имеющимся данным нередко получаются величины, которым трудно дать разумную интерпретацию. Таков, например, средний состав девонских ангидритовых пород Днепровско-Донецкой впадины

Таблица 84

Химический состав засоленных терригенно-карбонатных отложений девона западной части Вилюйской синеклизы. Составлено по данным Г. В. Ивенсен, 1997 г. (личное сообщение)

Окислы и модули	I	Ib	II	III	IV	V
	Песчаники (гиперсилит)	Алевролиты		Песчаники (Cl щелочной суперсилит)		Алевропесчаники (щелочной нормосилит)
		Суперсилит	Нормосилит			
n	15	4	3	2	10	4
SiO_2	89.74	80.53	73.80	76.75	73.99	68.92
TiO_2	0.15	0.50	0.80	0.30	0.05	0.47
Al_2O_3	2.63	2.69	7.63	4.95	4.25	9.05
Fe_2O_3	0.45	1.04	1.88	1.60	0.60	1.36
FeO	0.28	0.54	1.05	0.40	—	0.82
MnO	0.02	0.14	0.09	0.06	0.04	0.13
MgO	0.34	0.88	0.45	0.48	0.29	0.90
CaO	1.11	4.37	3.08	2.11	2.90	4.36
Na_2O	0.42	0.18	0.25	3.20	4.91	0.58
K_2O	1.78	1.47	3.14	2.59	2.95	6.34
P_2O_5	0.05	0.06	0.06	0.03	0.06	0.06
SO_3	0.76	1.36	2.53	0.38	2.07	1.23
CO_2	0.73	4.33	2.35	1.10	0.88	3.16
Cl	0.38	0.49	0.55	3.45	5.44	0.55
П. п. п.	4.20	8.34	6.47	3.01	2.93	2.14
ГМ	0.04	0.06	0.16	0.10	0.07	0.17
АМ	0.03	0.03	0.10	0.06	0.06	0.13
ТМ	0.058	0.186	0.105	0.061	0.012	0.052
ЖМ	0.27	0.54	0.36	0.39	0.15	0.24
НКМ	0.83	0.61	0.44	1.17	1.85	0.76
ЩМ	0.20	0.10	0.10	1.20	1.70	0.10

Таблица 84 (*продолжение*)

Окислы и модули	VI	VII	VIIIa	VIIIb	1	2	3
	Песчаники (сульфатный карбонатный псевдолит)	Алевролиты (щелочной миосилит)	Аргиллиты		Доломиты		
			Щелочной псевдосиаллит	Сульфатный нормосиаллит	Сульфатолит	Карбонатолит	Сульфатный карбонатолит
n	2	3	3	2			
SiO_2	45.37	69.52	53.37	55.86	0.46	4.86	0.78
TiO_2	0.01	0.64	1.10	0.90	0.08	0.24	0.02
Al_2O_3	0.01	13.63	19.76	12.65	0.01	0.24	0.01
Fe_2O_3	0.35	2.46	3.42	9.37	0.12	0.12	0.44
FeO	—	0.69	2.24	0.72	—	0.43	0.43
MnO	0.14	0.03	0.26	0.07	0.06	0.14	0.26
MgO	6.80	1.51	3.28	1.24	19.68	40.78	20.36
CaO	16.83	0.97	1.15	2.77	25.06	2.08	26.41
Na_2O	0.07	0.38	0.46	0.31	0.05	0.06	0.04
K_2O	0.06	4.85	4.85	4.42	0.03	0.64	0.04
P_2O_5	—	0.08	0.11	0.08	0.03	0.06	0.03
SO_3	15.86	2.47	1.02	4.08	26.97	2.53	17.40
CO_2	—	0.55	1.67	4.98	—	—	—
Cl	0.01	0.65	0.85	0.34	0.13	0.15	0.15
П. п. п.	14.03	7.93	20.52	10.43	27.86	47.49	34.49
ГМ	0.01	0.25	0.50	0.42	0.59	0.24	1.49
АМ	0.00	0.20	0.37	0.23	0.02	0.05	0.01
ТМ	1.000	0.047	0.056	0.071	8.000	1.000	2.000
ЖМ	24.50	0.22	0.28	0.75	2.00	1.44	37.67
НКМ	12.00	0.38	0.27	0.37	8.00	2.92	8.00
ЩМ	1.20	0.10	0.10	0.10	1.70	0.10	1.00

Таблица 84 (*продолжение*)

Окислы и модули	5	9	22	23	25	32
	Алевролиты		Песчаник (Mn сульфатный карбонатный псевдосиферлит)	Аргиллит (сульфатный гипогидролизат)	Песчаники	
	Гиперсилит	Сульфатный нормосилит			Сульфатный щелочной миосилит	Щелочной нормосилит
SiO_2	94.19	75.68	47.60	49.63	54.25	73.55
TiO_2	0.30	0.38	0.02	1.11	0.18	1.56
Al_2O_3	0.08	3.73	1.30	20.15	6.40	8.80
Fe_2O_3	1.09	6.52	0.97	3.08	4.67	1.18
FeO	0.28	0.43	13.08	8.18	0.98	—
MnO	0.00	0.08	1.45	0.29	0.32	0.03
MgO	0.30	0.35	5.53	0.93	0.62	0.39
CaO	0.36	3.03	7.50	1.05	8.53	1.58
Na_2O	0.20	0.30	0.09	0.27	1.27	0.41
K_2O	0.75	2.09	0.62	3.33	4.04	6.45
P_2O_5	0.06	0.05	0.10	0.03	0.03	0.06
SO_3	1.85	4.60	3.37	5.74	9.96	1.90
CO_2	0.55	2.21	—	2.22	—	0.55
Cl	0.29	0.43	0.17	0.59	1.72	0.27
П. п. п.	0.26	0.08	17.40	3.85	7.70	2.68
ГМ	0.02	0.15	0.35	0.66	0.23	0.16
АМ	0.00	0.05	0.03	0.41	0.12	0.12
ТМ	3.750	0.102	0.015	0.055	0.028	0.177
ЖМ	3.61	1.71	11.74	0.54	0.91	0.12
НКМ	11.88	0.64	0.55	0.18	0.83	0.78
ЩМ	0.30	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10

Таблица 84 (*продолжение*)

Окислы и модули	37	45	46	47	51	62	64
	Песчаники		Ангидрит (сульфатолит)	Песчаники		Алевролиты	
	Cl щелочной псевдосилит	Cl щелочной суперсилит		Сульфатный карбонатолит	Cl щелочной гиперсилит	Mn сульфатный карбонатный псевдогидролизат	Сульфатный суперсилит
SiO_2	78.08	68.69	0.48	3.96	83.49	31.28	66.93
TiO_2	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	0.70	0.32
Al_2O_3	4.44	3.60	0.16	0.01	0.24	8.36	3.68
Fe_2O_3	0.60	1.36	0.16	0.32	0.02	1.98	0.11
FeO	—	0.67	—	—	—	6.08	0.57
MnO	0.04	0.17	0.30	0.49	0.00	1.87	0.06
MgO	3.28	2.98	28.90	23.01	0.00	13.53	0.00
CaO	1.65	5.24	15.73	22.68	0.91	4.05	9.73
Na_2O	4.02	3.65	0.06	0.06	6.30	0.35	0.12
K_2O	3.21	2.23	0.03	0.02	0.09	2.90	1.44
P_2O_5	0.06	0.03	0.03	—	0.03	0.11	0.08
SO_3	0.18	2.15	22.38	15.71	0.40	7.03	13.64
CO_2	1.65	6.76	—	—	—	—	—
Cl	4.34	3.80	0.53	0.00	7.98	0.68	0.19
П. п. п.	—	—	32.03	33.49	5.08	20.92	3.94
ГМ	0.07	0.09	1.31	0.21	0.00	0.61	0.07
АМ	0.06	0.05	0.33	0.00	0.00	0.27	0.05
ТМ	0.005	0.017	0.063	1.000	0.042	0.084	0.087
ЖМ	0.14	0.60	2.71	40.50	0.08	1.10	0.19
НКМ	1.63	1.63	0.56	8.00	26.63	0.39	0.42
ЩМ	1.30	1.60	2.00	3.00	70.0	0.10	0.10

Примечание. Материалы были представлены Г. В. Ивенсен на занятиях Всероссийской школы по литохимии, проведенных нами в г. Сыктывкаре (май 1997 г.).

Таблица 85

Средний химический состав ангидритовых пород Днепровско-Донецкой впадины. По данным В. А. Хоменко, 1977 г. [266, с. 26—27]

Окислы	Содержание, %	Компоненты и модули	Содержание, %
SiO_2	0.54	SO_3	52.55
TiO_2	0.05	H_2O^-	0.06
Fe_2O_3	0.19	П. п. п.	1.70
FeO	0.41	CO_2	1.58
MnO	0.01	C	0.26
MgO	0.75	Cl	0.11
CaO	41.34	F	0.02
Na_2O	0.23	Сумма	100.37
K_2O	0.30	ГМ	1.54
P_2O_5	0.09	ФМ	2.49

(табл. 85), вычисленный нами по четырем анализам, приведенным В. А. Хоменко [266].

Отсутствие в этих анализах глинозема не позволяет оценить величины модулей ТМ, НКМ и ЖМ. Однако любопытна гидролизатность бессульфатной части этих пород. В среднем получается ГМ = 1.54, а по отдельным анализам – от 1.18 до 3.13! Заметим, что и в предыдущем примере (сульфатный карбонатолит, обр. 3) мы сталкивались с необычно высоким значением ГМ (1.49). Причина этого плохо понятна. Видимо, в таких породах терригенная примесь вообще отсутствует и как кремнезем, так и окислы железа – хемогенные.

В табл. 86 даны вычисленные О. М. Розеном [223] *средние* составы неогеновых сульфатолитов Ферганской долины: гипсов, ангидритов (кластер II) и генетически с ними связанных терригенных (ан. 3, кластер I) и карбонатных (ан. 6) пород, обогащенных сульфатами. Хотя модули, в которых нет серы или сульфата, не дают ясной информации о специфике этих пород, обращает на себя внимание гиперщелочность: НКМ – от 0.58 до 0.93 в сульфатолитах. Этот факт может «насторожить» исследователя и заставить его обратить внимание на содержание серы или сульфата в породах. Кроме того, весьма любопытна (хотя и непонятна) гипертитанистость гипсов и ангидритов (ТМ 0.476!).

Особую разновидность представляют сульфатолиты, связанные с сернокислотным выветриванием. Генетически они, конечно, не являются «эвапоритами» (т. е. продуктами выпаривания рассолов) и отнесены к таковым сугубо формально. В табл. 87 приведены анализы весьма своеобразных вторичных образований, содержащих остатки субстрата (кварц, карбонат, глинистое вещество),

Таблица 86

Химический состав сульфатолитов и связанных с ними сульфатсодержащих пород в неогеновых отложениях Ферганы.
Составлено по данным О. М. Розена, 1979 г. [223, с. 451]

Окислы и модули	I	II	3	6
	Песчаники и алевролиты (сульфатный миосилит)	Гипсы и ангидриты (сульфатолит)	Глины (Cl сульфатный псевдосиаллит)	Известняки (карбонатолит)
m	10	7	14	2
n	2	2		
SiO_2	48.05	9.13	41.11	9.70
TiO_2	0.36	0.22	0.57	0.14
Al_2O_3	7.88	2.34	13.04	1.99
Fe_2O_3	1.14	0.63	2.70	0.20
FeO	1.53	0.62	2.10	0.60
MnO	0.07	0.02	0.08	0.12
MgO	1.91	1.71	5.08	0.98
CaO	15.82	30.32	10.67	44.77
Na_2O	1.74	0.89	2.64	0.78
K_2O	1.43	0.55	2.12	0.49
P_2O_5	0.09	0.03	0.10	0.02
H_2O	5.33	9.54	6.20	2.05
SO_3	5.74	41.42	3.62	1.48
CO_2	9.24	3.67	8.80	35.80
Cl	0.50	—	1.06	—
Сумма	100.80	101.05	99.87	98.92
ГМ	0.23	0.42	0.45	0.31
ФМ	0.10	0.32	0.24	0.18
АМ	0.16	0.26	0.32	0.21
ТМ	0.046	0.094	0.044	0.070
ЖМ	0.33	0.49	0.36	0.43
НКМ	0.40	0.61	0.37	0.64
ЩМ	1.20	1.60	1.20	1.60

Таблица 87

Химический состав сульфатных пород нижневилюйканского горизонта D_1—D_2 и подстилающих глин, Западная Якутия.
Составлено по данным Г. В. Козлова и др., 1977 г. [138, с. 134]

Окислы и модули	1	2	3	4
	Сульфатные породы			Глина (сульфатный нормосиаллит)
	Сульфатолит		Сульфидный карбонатолит	
SiO_2	0.39	8.90	22.39	52.58
TiO_2	0.04	0.14	0.24	0.55
Al_2O_3	30.86	8.49	3.58	12.63
Fe_2O_3	1.00	10.40	8.08	9.70
MnO	0.01	0.13	0.73	0.01
MgO	0.10	0.00	0.72	1.74
CaO	1.56	18.01	32.19	2.13
Na_2O	0.00	0.17	0.57	0.88
K_2O	0.00	0.46	1.20	2.53
P_2O_5	0.00	0.00	0.01	0.04
SO_3	26.40	30.25	0.90	6.22
S	0.00	0.00	4.94	0.34
H_2O^+	16.95	13.94	0.31	4.05
П.п.п.	22.26	8.83	26.17	6.44
Сумма	99.57	99.72	102.03	99.84
ГМ	81.82	2.15	0.56	0.44
ФМ	2.82	1.17	0.39	0.22
АМ	79.13	0.95	0.16	0.24
ТМ	0.001	0.016	0.067	0.044
ЖМ	0.03	1.22	2.31	0.74
НКМ	0.00	0.07	0.49	0.27
ЩМ	—	0.40	0.50	0.30

метастабильный сульфат алюминия (алюминит), гипс и гидроокислы железа. Они сформировались в результате сернокислотного выветривания сульфидоносных осадочных пород нижневилюйканского горизонта (D_1–D_2) в Западной Якутии [138]. Характерной особенностью пород с сульфатами является высокий ГМ – бессульфатная часть обр. 1 и 2 могла бы аттестоваться как гидролизат. Возможно, что эта особенность при отсутствии другой информации могла бы помочь отличить сульфатолиты, связанные с окислением пирита, от сульфатолитов, связанных с эвапоритовым процессом.

6.10. Кахитолиты

К кахитолитам относятся разнообразные по составу осадочные горные породы, содержащие $C_{орг}$ в количестве 15 % и более. К этому типу относятся некоторые «черные сланцы», главным образом такие, которые традиционно называются *горючими сланцами*, большинство углей разной степени метаморфизма, а также некоторые графитовые породы – продукты метаморфизма древних черных сланцев. Как в свое время подчеркнул А. Э. Конторович [139], ОВ осадочных пород относится к двум главным генетическим линиям – аквагенной и терригенной, обычно неточно именуемых в литературе как «сапропелевая» и «гумусовая» [300]. Вещественные классы кахитолитов – кислородный (О), водородный (Н) и азотный (N) – примерно соответствуют собственно гумусовому (арконовому), собственно сапропелевому (алиновому), и смешанному гумусово-сапропелевому (амикагиновому) разновидностям природного ОВ – седикахитов [46].

Однако характеристика кахитолитов по составу только их «горючей» части является неполной, потому что не учитывает ряда химических элементов, которые также являются компонентами органического вещества. Такие элементы, как Ca, Mg, Fe, Al и даже отчасти Si, формируют *виртуальные компоненты кахитолитов*, а именно – генетические классы их «золы»: растительную (биогенную) и сорбционную. Эти вопросы детально рассматриваются в геохимии ископаемых углей [293, с. 34–58].

В 1978 г. нами была предпринята попытка литохимической характеристики золы углей с помощью двух модулей: алюмокремниевого (М) и кальциево-магниево-железного (К), представляющего собой отношение разности к сумме: $K = [(CaO + MgO) - Fe_2O_3]/(CaO + MgO + Fe_2O_3)$.

Сложная конструкция этого модуля была призвана отразить соотношение двух видов минерализации в углях: карбонатной и сульфидной. Предполагалось, что коррелированный облик модульной диаграммы в координатах М–К отражает сингенетический характер минерализации (алюминий, кальций, магний и железо входят в состав растительной и сорбционной «зол» угля), а появление на диаграмме некоррелированных роев точек («протуберанцев») – отражает присутствие наложенной эпигенетической «золы» – карбонатной или сульфидной минерализации [293, с. 30–33]. На облик графика должна была сильно влиять величина общей зольности угля, так как коррелированное поле характерно только для малозольных углей.

По прошествии более 20 лет можно дать оценку нашему изобретению.

1. Применение модулей М (в литохимии – АМ) и К (аналога в литохимии нет) не получило в геохимии углей никакого развития; во всяком случае, нам такие работы неизвестны.

2. Идея использования алюмокремниевого модуля для характеристики состава золы углей несомненно плодотворна; это позволяет оценивать роль каолинита в золе (для каолинита АМ = 0.85) и вклад глинозема сорбционной золы в тех случаях, когда величина АМ превышает каолинитовую норму.

3. Конструкция модуля К, вероятно, не лучшая, поэтому правомерны дальнейшие поиски в этом направлении. Во-первых, вместо разности в числителе лучше использовать просто величину (CaO + MgO), во-вторых, содержание Fe_2O_3 в золе не дает правильного представления о содержании пирита, так как на эту величину влияет и сидерит. Вероятно, более адекватной мерой содержания пирита является содержание SO_3 в золе. Тогда модуль К мог бы иметь вид $(CaO + MgO)/SO_3$.

4. Химический состав золы *малозольных углей* несомненно специфичен и не имеет прямых аналогов среди нормальных осадочных пород.

В отличие от углей большинство *черных сланцев* не является кахитолитами ($C_{орг} < 15$ %), поэтому их минеральная матрица по составу обычно мало отличается от вмещающих неуглеродистых отложений. Однако некоторые разновидности черных сланцев, подобно углям, оказываются «экзотическими» по составу вследствие накоплений сульфидов железа, фосфора, карбонатов марганца, иногда также барита и силикатов бария, а из малых компонентов – молибдена, ванадия и цинка. Такие накопления *специфичны*, т. е. генетически связаны с органическим веществом черных сланцев [300; 303, с. 17].

6.11. Микстолиты

Как отмечено в гл. 2, микстолитами являются такие оксидные и алюмосиликатные породы (по большей части пиро-, петро- и литогенные), в которых содержится значительная доля аквагенных компонентов – карбонатных, фосфатных, сульфатных, углеродистых и реже иных. К таксону микстолитов принадлежат очень многие осадочные породы, составляющие весьма заметную (но пока точно не оцененную) долю стратисферы. В новейшей литологической «Систематике» микстолитам уделяется большое внимание; особенно детально анализируются проблемы, связанные с терминклатурой таких пород [238].

Иногда само определение породы в качестве микстолита несет в себе генетическую информацию. Например, в анализах верхнедевонских аркозов Днепровско-Донецкой впадины обращают на себя внимание высокие содержания сульфатной серы, совершенно не свойственные песчаникам: в 5 из 6 проб содержание SO_3 составило 0.22–3.03 %. Последняя цифра приобретает уже классификационный статус и требует отражения в наименовании породы: «сернистый щелочной гипосиаллит». Обратившись к петрографическому описанию В. А. Хоменко [266, с. 24], мы уясняем причину накопления серы; оказывается, для этих песчаников характерны цементы с участием солей: слюдисто-ангидритово-карбонатный, карбонатно-ангидритово-галитовый. Таким образом, аттестация данных аркозов как сернистых микстолитов служит указанием на процесс сульфатного эпигенеза.

Практика литохимии выявляет два типа микстолитов, которые условно можно обозначить как «неспецифичные» и «специфичные». К первым относятся такие микстолиты, которые просто наследуют особенности состава своих компонентов и поэтому никакой дополнительной литохимической информации не несут. Например, карбонатные разновидности терригенных пород очень часто показывают повышенные, по сравнению с некарбонатными, значения ТМ, что является простым следствием повышенного ТМ в карбонатном веществе. Аналогично фосфатные микстолиты могут обладать повышенной щелочностью (НКМ) или натровостью (ЩМ), опять-таки вследствие того, что такие особенности присущи и чистому фосфатному веществу. Напротив, в специфичных микстолитах появляется некоторое новое качество (эмерджентность), которого не было в их компонентах. Можно думать, что неспецифичные микстолиты образуются в результате механического смешивания (без химического взаимодействия) разнородного материала, тогда как при формировании специфичных микстолитов могли иметь место аллохимические процессы. Например, кремневый, карбонатный, сульфатный или фосфатный цемент может выполнять поры, но может и метасоматически замещать алюмосиликатную матрицу [287].

Приведем несколько характерных примеров, расположив их по возрастанию сложности состава микстолитов.

Обработка *средних* составов верхневендских обломочных пород Русской платформы [72], где каждый анализ соответствует свите, позволяет выделить три кластера песчаников и два – алевролитов. При этом кластер *песчаников с карбонатным цементом* (около 18 % $CaCO_3$) по ГМ и содержанию щелочей перекрывается с бескарбонатными песчаниками. Характерные особенности состава первых (повышенные значения ЖМ, НКМ и ЩМ) позволяют допускать, что карбонатный цемент при своем формировании «съедал» примесь глинистого вещества, снижая содержания в породах глинозема и калия.

В табл. 88 и на рис. 70 даны обработанные составы 23 образцов сеноманских желваковых фосфоритов Полпинского месторождения, расположенного в 30 км к СВ от г. Брянска [167]. Формально только обр. 10 является фосфатолитом, а прочие аттестуются как фосфатные силиты (вмещающими породами для них являются кварцевые пески).

Судя по высоким значениям НКМ, носителем щелочей являются полевые шпаты, а не слюды. Кроме того, по стандарту сиаллитов, все фосфориты оказываются гипержелезистыми: ЖМ > 1, в максимуме 1.84. На модульной диаграмме НКМ–ЖМ (рис. 70) можно подметить две полосы тренда, которые, быть может, отвечают каким-то двум разновидностям фосфоритов: обр. 10 → кластеры III, II → кластер I и кластер IV → кластер V.

В первой полосе выделение кластеров несколько условно: возможно объединение кластеров III и II. Вероятно, различие по щелочности отражает различное соотношение в этих фосфоритах

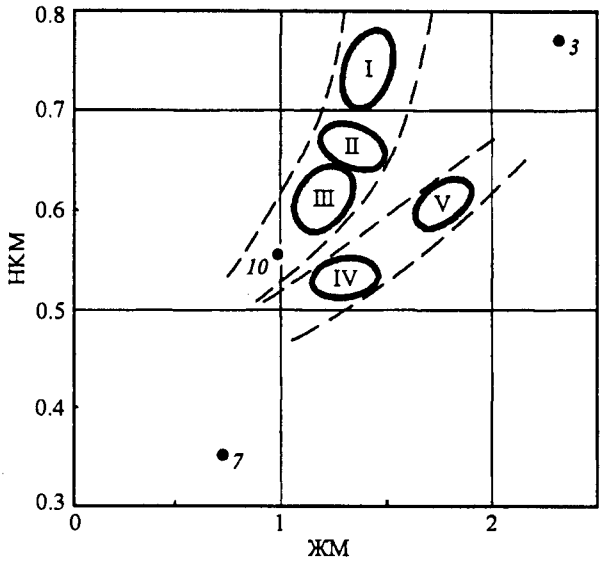


Рис. 70. Модульная диаграмма для сеноманских желваковых фосфоритов. Составлено по данным С. В. Мануковского и В. М. Подобного, 1993 г. [167, с. 107].

песчано-алевритового и глинистого вещества. Вне кластеров оказываются фосфориты наиболее (обр. 3) и наименее железистые (обр. 7, 10). Поскольку последние выделяются и максимальным ГМ (0.19–0.20), очевидно, что это наиболее глинистые фосфориты. Скорее всего, они происходят из «первого нижнего» продуктивного слоя (а всего таких слоев на месторождении четыре).

Итак, верхнемеловые желваковые фосфориты-микстолиты не имеют собственной литохимической специфики; во всяком случае, выделенные кластеры значимо не различаются по содержаниям P_2O_5 и CO_2. Очевидно, высокие щелочность и железистость этих фосфоритов просто унаследованы от вмещающих пород и не присущи самому фосфатному веществу.

Гораздо более сложный состав имеют фосфориты пермской свиты Фосфория в США, которые состоят по меньшей мере из пяти породообразующих компонентов: 1) карбоната, представленного кальцитом и доломитом в изменчивых пропорциях; 2) апатита-франколита; 3) органического вещества; 4) терригенного глинистого вещества; 5) аутигенного (биогенного) кремнезема. Содержания всех этих компонентов изменяются в широких пределах. В частности, нормативный пересчет составов 21 образца из разреза каньона Монпелье в шт. Айдахо [342] дает пределы содержаний указанных компонентов соответственно: 0–60, 1–96, 0.5–11, 1–66, 0–71 %.

На модульной диаграмме НКМ–ГМ удается выделить шесть кластеров и четыре отдельных состава (рис. 71, табл. 89). Породы аттестуются как фосфатолиты или карбонатолиты в случае, если содержания P_2O_5 или CO_2 достигают 20 %. Однако

Таблица 88

Химический состав сеноманских желваковых фосфоритов.
Составлено по данным С. В. Мануковского и В. М. Подобного, 1993 г. [167, с. 107]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	3	7	I0
	Фосфатный суперсилит	Фосфатный нормосилит		Фосфатный суперсилит	Фосфатный нормосилит			Фосфатолит
n	4	5	6	3	2			
SiO_2	41.83	39.87	34.82	42.20	38.22	43.58	34.70	22.52
Al_2O_3	1.77	1.83	2.10	1.81	2.09	1.77	3.73	2.31
Fe_2O_3	2.48	2.42	2.53	2.32	3.71	4.12	2.72	2.28
MgO	0.52	0.46	0.43	0.50	0.47	0.56	0.37	0.56
CaO	27.28	28.62	30.91	27.69	28.46	27.00	30.60	37.68
Na_2O	0.55	0.56	0.59	0.45	0.63	0.55	0.60	0.70
K_2O	0.76	0.66	0.70	0.51	0.65	0.81	0.72	0.58
P_2O_5	16.61	17.38	19.04	16.94	17.79	16.22	19.10	23.23
CO_2	3.26	3.23	3.37	3.24	3.30	3.12	3.39	3.86
П. п. п.	6.27	5.88	6.44	5.68	5.97	5.71	6.70	7.20
Сумма	101.31	100.90	100.95	101.34	101.26	103.44	102.63	100.92
ГМ	0.10	0.11	0.13	0.10	0.15	0.14	0.19	0.20
ФМ	0.07	0.07	0.09	0.07	0.11	0.11	0.09	0.13
АМ	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.11	0.10
ЖМ	1.40	1.33	1.21	1.29	1.78	2.33	0.73	0.99
НКМ	0.74	0.67	0.62	0.53	0.61	0.77	0.35	0.55
ЩМ	0.70	0.80	0.80	0.90	1.00	0.70	0.80	1.20

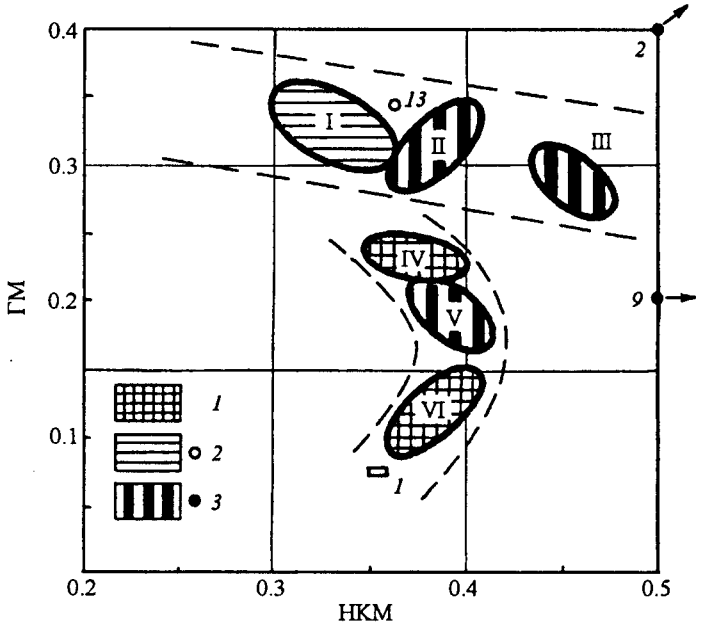


Рис. 71. Модульная диаграмма для фосфатоносных отложений свиты Фосфория, каньон Монпелье, шт. Айдахо, США. Составлено по данным М. Медрано и Д. Пайпера, 1992 г. [342, с. А16–А17].

1, *2* – микстолиты: фосфатные силиты (*1*) и фосфатные углеродистые сиаллиты (*2*); *3* – фосфатолиты.

таких составов здесь меньше, чем микстолитов, например углеродисто-фосфатных сиаллитов или силитов, в зависимости от соотношения в нефосфатной части глинистого вещества и аутигенного кремнезема. Разновидности фосфатсодержащих пород образуют два тренда: с линейным снижением ГМ и нарастанием щелочности по мере нарастания содержания фосфата (серия кластеров I → II → III) и с нелинейным изменением ГМ при почти неизменной щелочности (кластеры IV → V → VI). Очевидно, что первая полоса тренда – это фосфатные породы с существенно глинистой основой, а вторая – с существенно кремнистой, причем нелинейность изменения величины ГМ может свидетельствовать об аллохимическом процессе (привнос-вынос кремнезема в диагенезе).

Кластер I образуют 6 образцов углеродистых фосфатных гипосиаллитов, содержащих 14–18 % P_2O_5, 22–32 SiO_2, 3–7 CO_2 и 3.1–6.6 % $C_{орг}$. В целом фосфатные микстолиты кластера I отличаются наименьшим значением НКМ и наибольшим – ГМ. Вполне очевидно, что это – сравнительно бедные фосфориты, в которых нефосфатное вещество в основном глинистое, а не кремнистое.

Кластер II образован тремя образцами углеродистых фосфатолитов, отличающихся увеличенной щелочностью (НКМ 0.40 против 0.34 ± 0.02 в кластере I).

Кластер III также образуют фосфатолиты – несколько более кремнистые и щелочные, но существенно менее углеродистые ($C_{орг}$ 2 % против 5.6 % в кластере II).

Кластеры IV и V образуют углеродистые фосфатные миосилиты и углеродистые фосфатолиты. Это такие же породы, как и в кластерах I и II, но более кремнистые. Аутигенный кремнезем выступает как механический разбавитель, почти не затрагивая величины нормированной щелочности. Это значит, что состав силикатного вещества в них такой же, как в породах кластеров I и II.

Кластер VI образуют наиболее кремнистые породы – фосфатные нормосилиты.

Таблица 89

Химический состав фосфатоносных отложений свиты Фосфория, каньон Монпелье, штат Айдахо, США. Составлено по данным М. Медрано и Д. Пайпера, 1992 г. [342, р. A16—A17]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI	1	2	9	13
	Фосфатный углеродистый гипосиаллит	Углеродистый фосфатолит	Фосфатолит	Фосфатный миосилит	Углеродистый фосфатолит	Фосфатный нормосилит	Карбонатолит	Фосфатолит		Фосфатный карбонатный нормосиаллит
n	6	3	2	2	2	2				
SiO_2	27.75	18.03	10.39	26.60	20.65	37.40	3.88	5.00	3.70	12.10
TiO_2	0.25	0.15	0.08	0.20	0.13	0.11	0.00	0.07	0.01	0.11
Al_2O_3	6.42	3.90	1.79	4.26	2.86	2.81	0.17	1.29	0.35	2.98
Fe_2O_3	2.26	1.60	1.17	1.61	0.95	1.72	0.10	1.42	0.38	1.06
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.94	0.51	0.29	1.70	0.39	0.47	0.41	0.28	0.17	1.11
CaO	26.95	34.74	44.77	30.32	36.44	29.84	54.04	49.10	51.75	37.09
Na_2O	0.35	0.39	0.34	0.44	0.26	0.45	0.04	0.65	0.16	0.24
K_2O	1.81	1.12	0.47	1.16	0.86	0.64	0.02	0.35	0.09	0.84
P_2O_5	15.64	22.47	30.07	17.28	24.52	18.98	12.61	32.22	37.38	16.07
CO_2	—	—	2.12	4.70	—	—	—	4.50	2.38	—
$C_{орг}$	4.89	4.97	1.96	2.42	3.57	0.87	0.82	0.50	0.83	6.31
П. п. п.	15.11	13.12	6.13	10.81	9.38	5.13	29.40	5.73	3.52	23.50
Сумма	102.37	101.01	99.54	101.48	99.97	98.42	101.51	101.12	100.73	101.42
ГМ	0.32	0.31	0.29	0.23	0.19	0.12	0.08	0.56	0.20	0.34
ФМ	0.12	0.12	0.14	0.12	0.06	0.06	0.13	0.34	0.15	0.18
АМ	0.23	0.22	0.17	0.16	0.14	0.08	0.04	0.26	0.09	0.25
ТМ	0.038	0.038	0.042	0.046	0.044	0.039	0.000	0.054	0.029	0.037
ЖМ	0.34	0.40	0.63	0.36	0.32	0.60	0.71	1.05	1.08	0.35
НКМ	0.34	0.39	0.45	0.37	0.39	0.39	0.35	0.78	0.71	0.36
ЩМ	0.20	0.40	0.70	0.40	0.30	0.70	2.00	1.90	1.80	0.30

Вне кластеров оказываются, с одной стороны, породы, наиболее карбонатные (обр. 1, 13), а с другой – наиболее богатые фосфориты (обр. 2, 9). Последние отличаются не только максимальной щелочностью (НКМ 0.71–0.78, тогда как в прочих не выше 0.50), но и аномальной железистостью (ЖМ~1 против 0.30–0.40).

Таким образом, несмотря на разнообразие состава фосфатных микстолитов, они не показывают какой-то специфики своего состава.

Вероятно, как специфический надо аттестовать состав углеродистых микстолитов-сиаллитов, который представлен *атмосферной пылью*, собранной в снеговых пробах на территории южноуральского индустриального города Миасс [141]. Величина ГМ в образцах пыли доходит почти до границы гидролизатов, а присутствие гумусового вещества почвенной природы обусловливает углеродистость пыли; судя по величине потерь при прокаливании (за вычетом CO_2 и H_2O), содержание ОВ в пробах доходит до 10 %. Однако авторы материалов заблуждаются, полагая, что *«по химическому составу пыль соответствует основным горным породам...»* [141, с. 111] – с таким диагнозом не согласуется низкая магнезиальность пыли. Природа повышенной гидролизатности из приведенных материалов не ясна, ибо данные минералогических анализов не показывают ее носителя: кварц 2–3 %, кальцит 1–14 %, доломит, тальк, полевые шпаты, хлориты – по 1–3 %, прочие 1 % и менее. Таким образом, состав пыли-микстолита весьма своеобразен и не имеет аналога среди водно-осадочных образований.

ЧАСТЬ II

ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ЛИТОХИМИИ

В настоящее время обозначилось пять-шесть проблем глобальной литохимии. Одни из них относительно новые, ранее четко не формулированные, тогда как другие имеют довольно длительную историю. В целом же литохимическую проблематику можно разделить на два поля – описательное и диагностическое: а) инвентаризация составов традиционных литотипов; б) диагностика горных пород.

Инвентаризация приведенных в литературе химических составов осадочных горных пород. Разработка банка данных путем кластеризации составов сотен выборок (сформированных по стратиграфическому, геоструктурному или географическому принципу) на модульных диаграммах дает в итоге несколько тысяч кластеров – набор, представляющий некоторое множество хемотипов. Далее следует подвергнуть этот набор статистической обработке, чтобы выяснить, существуют ли «провалы» на частотных графиках, которые должны соответствовать неким природным (а не заранее заданным исследователем) границам. Например, как было показано в гл. 3, частотное распределение величины ГМ в сиалитах обнаружило отсутствие четкой границы в интервале ГМ 0.50–0.55; это вынудило нас отказаться от выделения класса «гиперсиаллиты», что практиковалось раньше – до статистической обработки [301, 302]. Очевидно, что большинство хемотипов будет точно или почти точно соответствовать известным литотипам. Однако полного соответствия заведомо не окажется: как было показано в гл. 5, набор хемотипов, как правило, богаче набора литотипов.

В итоге будут получены статистически надежные характеристики химического состава осадочных горных пород – то, что уже давно сделано для пород магматических. *Довести литохимическую систематику до уровня петрохимической* – так можно кратко сформулировать эту задачу. Для ее решения понадобится обработать достаточно большую совокупность анализов, в которой должны быть представлены осадочные породы разного возраста и разных регионов.

Диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах. В настоящее время это, по-видимому, наиболее актуальная задача [305], но ее можно сформулировать шире: *диагностика пирогенных пород.* Кроме того, поскольку некоторые вулканокластические граувакки нередко трудно отличить от туффоидов, то в действительности проблема охватывает и *диагностику петрогенных пород.* Как мы увидим ниже (гл. 7), такие характеристики, как магнезиальность, присутствие щелочных составов вплоть до алкалитов, позитивная корреляция ФМ–ТМ, ЖМ–ТМ, негативная корреляция НКМ–ФМ и некоторые другие, позволяют отличить вулканогенно-осадочные породы от нормальных осадочных.

На основе банка данных нужно упорядочить приемы диагностики и разработать ее методику в форме четкого алгоритма распознавания. Первые результаты такой диагностики, проведенной на чернослацевых толщах Пай-Хоя и Лемвинской зоны Урала, оказались весьма удачными [71, 74, 206, 297].

Геологическая эволюция гидролизатов. К настоящему времени накопилось довольно много данных о составе кор выветривания разного возраста [21, 82, 200, 233]. Установлено, что процессы субаэрального выветривания в архее, протерозое и фанерозое имели свою специфику, связанную с эволюцией атмосферы и биосферы. Например, можно считать установленным, что при карельском выветривании позднеархейских гранит-зеленокаменных областей в океан энергично выносились железо и кремнезем – процесс, никогда более в истории Земли не повторявшийся.

Кроме того, мы полагаем, что в эпохи существования докембрийских суперконтинентов – древних Пангей – на Земле господствовало щелочное аридное выветривание с накоплением в корах выветривания калия. По-видимому, в совокупности аридные геократические эпохи были более длительными, нежели талассократические гумидные, что и было причиной формирования мощных континентальных красноцветных толщ, сложенных высококалиевыми породами – аркозами и глинами [298]. Видимо, с аридными обстановками связан и тот «неудобный» для химической классификации факт (уже отмечавшийся в гл. 6), что древние продукты выветривания базитов (т. е. генетически несомненные гидролизаты) еще сохраняют заметную магнезиальность ($MgO > 3$ %), что требует модернизации классификации и введения в нее особого таксона *магнезиогидролизатов.*

Однако не только аридное, но и древнее гумидное выветривание было мало похоже на латеритное; скорее всего, оно напоминало современный глеевый (углекислотный) процесс, но гораздо более интенсивный. Задача состоит в том, чтобы вслед за А. И. Паком [200], А. Д. Савко и А. Д. Додатко [233] и некоторыми другими исследователями [21, 82] детализировать эволюцию кор выветривания путем разработки банка данных. Эта попытка в первом приближении предпринята в гл. 8.

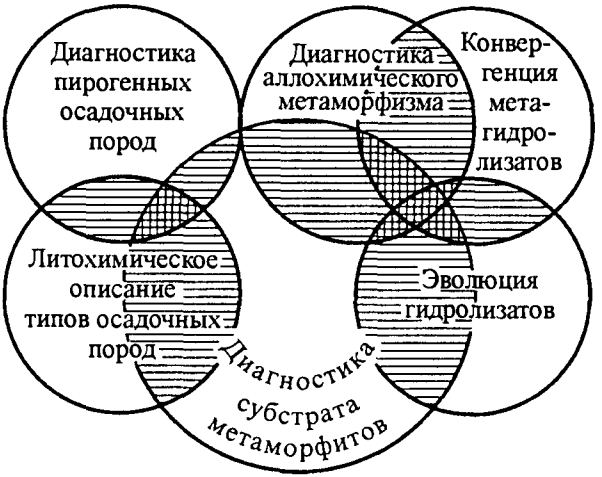


Рис. 72. Соотношение проблем литохимии, показанное с помощью кругов Эйлера. Заштрихованы области перекрытия (предметно-логические связи) [301, с. 25].

Диагностика конвергентных состава метагидролизатов. При описании таксона «гидролизаты» (гл. 6) мы уже отмечали, что эндогенные гидролизаты (метасоматические и гидротермальные породы формации вторичных кварцитов, гидротермальные аргиллизиты и некоторые другие продукты аллохимического метаморфизма) могут иметь химический состав, весьма близкий к составу гипергенных гидролизатов – продуктов кор выветривания. Проблема их различения стоит крайне остро, так как от этого напрямую зависит оценка ресурсов полезных ископаемых.

Например, уникальные проявления редкоземельных диаспоровых пород на Приполярном Урале [308] едва ли представят практический интерес, если они представляют собой локально развитые метасоматиты с ограниченными запасами. Но перспективная оценка этих ископаемых может измениться в корне – если бы удалось доказать, что редкоземельные диаспориты в действительности являются метаморфизованной кембрийской корой выветривания [187]. Задача заключается в том, чтобы найти надежные диагностические признаки, позволяющие различать эндогенные и гипергенные гидролизаты. Эту задачу мы пытаемся в первом приближении решить в гл. 9.

Диагностика первичного субстрата изохимических метаморфитов. Эта старая проблема, с которой по существу и началось развитие литохимии в нашей стране. Хотя данная проблема подверглась основательной разработке в трудах О. М. Розена, А. А. Предовского и А. Н. Неелова [183, 184, 212], ее отнюдь нельзя считать полностью решенной. Успешный опыт диагностики метаморфических пород Приполярного Урала [75, 111, 177, 178, 299, 304, 308, 310–312, 315] показал, что приемы литохимии

достаточно эффективны для решения и этой традиционной задачи. В данной книге многочисленные примеры диагностики первичного субстрата метаморфитов приведены нами в гл. 7–9.

Диагностика процессов аллохимического метаморфизма. Эта задача вообще не ставилась: в работах «метаморфистов» всегда постулировалось, что диагностика субстрата метаморфитов может быть корректной лишь при условии, что процессами аллохимического метаморфизма можно пренебречь [284]. Однако опыт наших работ на Севере Урала показал, что указанные процессы проявлялись гораздо шире, чем представлялось ранее, и при обычном масштабе опробования пренебречь ими никак невозможно [309]. При этом неожиданно выяснилось, что аллохимические процессы часто удается распознать по некоторым особенностям модульных диаграмм. Задача состоит в том, чтобы накопить больше данных и предложить алгоритм распознавания. Ряд примеров такого распознавания читатель найдет в гл. 8 и 9 этой книги.

Все перечисленные проблемы литохимии отнюдь не разделены пропастью: они имеют области перекрытия – предметно-логические связи (рис. 72).

ГЛАВА 7

ДИАГНОСТИКА ПИРОГЕННОЙ ПРИМЕСИ

7.1. Туффоиды, их роль в стратисфере и проблемы распознавания

В гл. 1 уже говорилось о четырех генотипах осадочных пород: петрогенном (аркозы и граувакки типа first cycle rock), литогенном (разнообразные продукты рециклизации – second cycle rock и др.), аквагенном и пирогенном. Последний генотип, который удобно обозначать термином свободного пользования – *туффоиды*, – это пирокластические породы в традиционных литологических классификациях.

В новейшей «Систематике» выделяют «*вулкано-осадочные породы*», а среди них по способу образования различают две группы: «эффузивно-кластические» и «эксплозивно-кластические, или туфы». Первые дополнительно подразделяются по генезису на лавокластиты и гиалокластиты, а вторые по размеру пирокластики – на агломератовые, лапиллиевые, песчаные и алевритовые. Последние две разновидности обычно называют *пепловыми туфами* [238, с. 301]. Если добавить к обломочным вулканогенным породам продукты вулканических эксгаляций, то получим следующую схему:

Вулканогенный материал	*Пирокластический (горячий): пирогенные породы*	Гиало-кластические Лаво-кластические Эксплозивно-кластические Эксгалятивные
	Вулканокластический (холодный): петрогенные породы	Граувакки Аркозы

В основу такого разделения кладется *механизм образования* вулканогенного осадка. При формировании пирогенных осадков – кластогенез эксплозивный и эффузивный: в осадок поступают свежие раскаленные обломки (или осаждаются скоагулированные взвеси), что стимулирует мощные процессы аутигенного минералообразования. При формировании петрогенных осадков процесс кластогенеза низкотемпературный, гипергенный. К сожалению, средства литохимии могут оказаться недостаточными для различения указанных генотипов отложений; нет уверенности и в том, что пирогенные породы можно надежно отличить от петрогенных (например, от вулканокластовых граувакк).

Эта проблема актуальна и для литологии. Как указывают В. Т. Фролов и М. Н. Щербакова, «*в качестве туфов нередко ошибочно описывались объективно неотличимые от них обычные экзогенно-обломочные вулканитовые песчаники или брекчии, что переводит понятие „вулканический туф" из петрографического в генетическое: пирокластический генезис таких слоев устанавливается чаще всего лишь предположительно, вероятностно, а это противопоказано петрографическим понятиям*» [238, с. 301].

Это означает, что, разрабатывая методику литохимической диагностики пирогенных пород, мы должны «за скобками» оставить возможность того, что такой диагноз в действительности может относиться и к петрогенным породам. Впрочем, некоторые отличия тех и других, по-видимому, существуют, и о них будет сказано. Кроме того, мы не будем рассматривать пирогенные породы невулканитовой природы (ксенотуфы, грязевулканические туфы, кимберлиты с обилием обломков осадочных и метаморфических пород и т. д.).

Серьезной проблемой является точное литологическое определение туффоидов. Каким должно быть минимальное содержание пирогенного материала, чтобы назвать породу туффоидом: 50, 30, 10 %? Эта граница неопределенна, ибо явно зависит от контрастности состава пирокластики и вмещающего осадка. Допустим, что в полимиктовый флишевый осадок попадает андезитовая пирокластика. В этом случае составы эндогенной и экзогенной кластики могут оказаться настолько близкими, что даже присутствие значительной примеси первой мало повлияет на валовый состав осадка. И наобо-

рот, если, например, кислая пирокластика попадает в карбонатный осадок, то добавка даже 10 % такого материала уже может заметно увеличить содержание щелочей и вполне ощутимо поднять значение модуля НКМ.

Эти примеры показывают, что дать точное определение туффоидов очень трудно, а неточное определение таково: *туффоиды суть осадочные или осадочно-метаморфические породы с заметной примесью пирогенного материала.* Слово «заметной» означает, что состав туффоидов несет черты *аномальности*, отличающие его от заведомо осадочных пород. Такой подход был впервые реализован нами при обработке анализов черносланцевых толщ Лемвинской зоны Севера Урала: на модульных диаграммах точки составов заведомых туфов выскакивали за контуры полей нормальных осадочных пород и в этом смысле аттестовались как «аномальные» [71]. Впоследствии такой подход с успехом использовался и другими исследователями, например изучавшими шунгитоносную толщу Карелии [192]. Таким образом, методика диагностики предполагала предварительное исследование серии «обучающих выборок» – анализов пород, для которых их туффоидная природа достаточно надежно установлена независимыми методами.

В настоящее время уже никто из литологов не сомневается в том, что пирогенный материал наряду с терригенным является весьма важным компонентом осадков, образующим в совокупности толщи мощностью в сотни и даже в тысячи метров. По свидетельству А. С. Калугина, данные о частоте голоценовых извержений на Северной Камчатке (Ключевская группа вулканов) показывают, что на расстоянии 42 км от вулканов скорость накопления пепловых слоев составляет 12–14 см за 100 лет. «*При таком темпе накопления за миллион лет может отложиться масса пепла мощностью до 1000 м. Эпохи же эксплозивного вулканизма длятся не только миллионы, но и десятки миллионов лет, откуда очевидна возможность накопления пеплов мощностью до десятков и сотен метров даже в удаленных от вулканов зонах на расстоянии до сотен километров. Благоприятным для накопления пеплов является подветренное положение областей возможных пеплопадов, особенно в зонах устойчивых ветров планетарного характера, например околоширотных пассатов тропиков. Для геологического прошлого, в частности, именно таким представляется положение областей рифогенных бокситоносных отложений в девоне Урала и Салаира по отношению к расположенным восточнее зонам синхронного эксплозивного вулканизма на расстояниях 50–150 км*» [125, с. 11].

Более того, как показывает изучение кайнозойского эксплозивного вулканизма, пароксизмы извержений имеют *глобальный характер*. Например, мощная активизация вулканизма в эоцене фиксируется не только в осадках океана, но и в отложениях всего Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса [155]. Известно, что глобальными эпохами мощнейшего вулканизма в фанерозое были, например, триас, ранний карбон и поздний девон, а в докембрии –

акитканий (геохрон, выделяемый Л. И. Салопом [234] и соответствующий в абсолютной шкале периоду 1900–1600 млн лет). Для триаса был характерен базальтовый, а для акиткания – риолитовый эффузивный и эксплозивный вулканизм исключительной силы.

В общем же справедливо такое правило: *чем детальнее изучаются осадочные толщи, тем большей оказывается в них роль пирогенных отложений.* Это видно на примере хорошо изученных толщ ордовика–силура Сибирской платформы, где выделяют восемь крупных циклов – осадочных серий, причем горизонты с кислой пирокластикой располагаются в регрессивных частях осадочных серий, и таких горизонтов насчитывается не менее восьми-девяти. Горизонты же с основной пирокластикой отмечены в трансгрессивных фациях (лландовери), хотя они встречаются намного реже [14, с. 27–28].

Мощные осадочные толщи складчатых областей, как правило, изучены значительно слабее, чем платформенные. Поэтому роль пирогенных отложений здесь может недооцениваться. Например, в работах, посвященных флишевым толщам, мы нередко обнаруживаем анализы «аргиллитов» или «глинистых сланцев», содержащих 70–75 % SiO_2. Очевидно, что для нормальных глинистых пород-сиаллитов такой состав невозможен. Поэтому приходится допустить либо примесь аутигенного (биогенного) кремнезема (что выглядит странным для флиша с его лавинной седиментацией), либо примесь кислой пирокластики. Но в последнем случае пелитовые части флишевых ритмов должны квалифицироваться как туффоиды. Такая идея вполне корректна и еще в 1969 г. допускалась А. С. Калугиным: «*46 % массы пеплов новейших извержений Северной Камчатки отлагается на суше, а остальные 54 % оседают прямо в воды Тихого океана и Охотского моря, несмотря на расстояние от вулканов до побережий более 80 км... Уже отложившийся на морском дне пепел, как показано при изучении современных и древних осадков, часто претерпевает дальнейшую сложную транспортировку благодаря штормовому и сейсмическому взмучиванию, оползням, мутьевым потокам, донным теченим и другим факторам...*» [125, с. 9]. На основании этих и других данных А. С. Калугин пришел к выводу о том, что «*среди бассейновых осадков, формирующихся в условиях многократного взмучивания и градационного осаждения, можно ожидать заметной примеси пепла, скорее всего в тонкозернистой фракции слоистых ритмичных серий, например типа флиша*» [125, с. 13].

Насколько трудна диагностика вулканических пеплов в терригенных толщах, свидетельствует Н. Н. Карлов, давший отличную библиографию работ по изучению вулканических пеплов в европейской части СССР: «*В начале XX в. огромное большинство даже опытных геологов не могло отличить пеплы от других горных пород и постоянно смешивало их с песками, мергелями и пр.*» [126, с. 43].

Как отмечал А. В. Ван, впервые доказавший широкое распространение туфов в отложениях верхнего девона Кузбасса, «*вследст-*

вие глубоких изменений внешний облик туфов макроскопически напоминает нормально-осадочные породы, поэтому ранее их принимали за терригенные образования. Только детальные микроскопические исследования, дополненные различными видами анализов, позволили достоверно установить пирокластическое происхождение многих из рассматриваемых типов пород» [42, с. 35].

Итак, трудности распознавания пирогенного материала в осадочных толщах имеют несколько объективных причин. Во-первых, даже свежая тефра, попадая в осадки, может в них «камуфлироваться», если состав ее не сильно отличается от состава осадка [144]. Во-вторых, пепловая тефра на пути в осадок может подвергаться эоловой и водной дифференциации, в результате чего ее состав может очень заметно отличаться от состава исходной магмы. В-третьих, пепловая тефра – вещество, резко неравновесное со средой седиментации и вследствие этого подверженное существенному аллохимическому изменению.

7.2. Камуфлирование и дифференциация свежей пирокластики

Камуфлирование тефры в осадках. Очевидно, что распознавание туффоидов среди родственных им петро-литогенных (терригенных) пород – задача намного более трудная, чем среди пород аквагенных, состав которых обычно контрастирует с составом туффоидов. Другим важным фактором диагностики туффоидов является *скорость седиментации*. При минимальных скоростях седиментации в глубоководном бассейне оседающий на дно пепел почти не разбавляется терригенным или биогенным веществом, а при больших – неизбежно его сильное разбавление. Поэтому одновозрастный прослой пепла может быть хорошо заметным в пелагических или батиальных толщах, но окажется сильно «разбавлен» (и вследствие этого закамуфлирован) в отложениях шельфа. Кроме того, если в черносланцевой кремнистой толще нетрудно распознать светлоокрашенный прослой кислого туфа [71], то среди светлых аллювиальных, делювиальных или эоловых отложений тот же прослой может совершенно потеряться. Впрочем, и в черносланцевых толщах литологическая диагностика туффоидов также может быть непростой задачей.

Например, по свидетельству украинских геологов, *«олигоценовые отложения Карпат с их монотонностью, однообразием облика осадочных образований долго считались лишенными пирокластических пород»*. Такая ситуация имела объективную причину – трудность полевой диагностики: *«В олигоценовых отложениях содержится только пепловый материал, чаще всего пелитовой размерности, причем лишь в немногих случаях порода может быть названа туфом; обычно же это туффиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники. К тому же вулканический пепел в значительной степени изменен постседиментационными процессами»* [210, с. 20–21]. Только последующие детальные исследования позволили установить, что в олигоцене Украинских Карпат имеются четыре основных горизонта туфов, туффитов и связанных с ними пород – туфоаргиллитов. Пирокластика в основном витрокластическая, а по составу – липаритовая, реже липарито-дацитовая и дацитовая.

Еще труднее распознать пирогенные породы *в метаморфических толщах*. 25 лет назад ленинградский геолог В. К. Головёнок (в 1995 г. трагически погибший в расцвете сил), которому литохимия обязана очень многим, с большой ясностью обозначил проблему диагноза туффоидов применительно к метаморфическим толщам: «*Мы умеем достаточно уверенно различать вулканогенные отложения лишь в областях эпицентров вулканизма, где присутствуют мощные потоки лав, лавобрекчии, туфоконгломераты и т. д.*». Между тем к современным островным дугам в Тихом океане «*примыкают громадные территории океанического дна, измеряемые десятками тысяч квадратных километров, где наблюдается тонкое чередование туфогенных пород с кремнистыми в северной части или с карбонатными – в более южных районах океана. На этих территориях отлагается только наиболее тонкий пепловый материал, разносимый ветрами от вулканических гряд, а туфобрекчии и лавовые породы совершенно отсутствуют. При интенсивном метаморфизме такие отложения будут иметь облик нормальных осадочных и распознать их первичную природу чрезвычайно сложно... По-видимому, необходимо попытаться найти более тонкие геохимические критерии, позволяющие отличать вулканогенный материал от нормального осадочного*» [83, с. 94].

Эоловая и водная дифференциация пеплов. Обычно геолог, располагая химическим анализом туффоида, пытается сопоставить его с известными составами эффузивных пород. Однако такое сопоставление очень часто оказывается неэффективным вследствие механической (эоловой и/или водной) дифференциации пирокластики (тефры) до ее захоронения в осадках. Поэтому, например, туфы, генетически связанные с андезитами или риолитами, могут сильно отличаться по составу от тех и других.

Согласно обзору А. С. Калугина, при переносе вулканического пепла по воздуху прежде всего *возрастает доля стекла* в пеплах – с соответствующим убыванием доли кристаллокластики [125]. Косвенное подтверждение реальности такого процесса мы находим, например, в рифейских туфах Подолии, состав которых отличается от исходных базальтов. При примерном равенстве суммарного содержания железа оно в туфах гораздо сильнее окислено: закисный модуль ЗМ = 0.17–0.43 (в среднем 0.29) против ~ 1 в базальтах. При примерном равенстве содержаний MgO изменяется соотношение MgO и CaO: в туфах MgO > CaO, а в базальтах наоборот. «*Это можно объяснить повышенным содержанием в туфах хлорит-гидрослюдистого материала и отсутствием плагиоклазов*» [210, с. 92–93].

Другая тенденция эоловой дифференциации (проявленная как будто не столь отчетливо) – это отмеченное А. С. Калугиным нарастание в пеплах по мере их переноса содержаний SiO_2 и K_2O и убывание содержания FeO, что объясняется гравитационной дифференциацией пеплового облака. «*Следует, наконец, допустить, что с удалением от вулкана пепловые частицы постепенно осво-*

бождаются от легко растворимых, в частности сорбированных веществ» [125, с. 12].

По нашим данным, светлые прослои туффоидов в черносланцевых толщах карбона Лемвинской зоны Севера Урала, как правило, невозможно прямо сопоставить с известными составами эффузивных пород. В частности, они нередко отличались *пониженными* (а не повышенными) содержаниями SiO_2 в сочетании с необычно высокими содержаниями щелочей, которые могли превышать границу алкалитов – (8 %) [71, 74]. С такой же ситуацией давно столкнулись геологи, изучавшие прослои вулканического пепла в четвертичных отложениях Украины и Юга России. Они подчеркивали, что химический состав пепла приобретает отличия, «*ибо в процессе транспортировки распыленного извержением лавового материала происходило отсеивание более крупных частичек, в первую очередь обломков минералов, обладающих большой величиной объемного веса; поэтому пылеватые стекловатые частицы пепла должны отличаться от состава материнской лавы*» [154, с. 53]. Исходя из этого, они допустили, что хотя содержание SiO_2 в изученных ими пепловых прослоях составляет 55.0–58.8 %, оно в действительности сильно уменьшено за счет потери кварца. Материнской лавой они считают щелочно-дацитовую, характерную, например, для кавказского вулкана Алагез. «*Конечно,* – замечают они, – *точно нельзя указать, какие минералы и в каком количестве отсеялись в процессе транспортировки, но одно бесспорно – состав пепла не может безоговорочно сопоставляться с лавой аналогичного состава*» [154, с. 54]. Действительно, как можно видеть из табл. 90, изученные украинскими геологами молодые пепловые породы являются *алкалитами*. Даже если бы они были лишены ярких литологических признаков (светлая окраска, рыхлость, низкая плотность, отсутствие слоистости), которые вполне могут быть стерты в процессе литогенеза (что мы имеем в древних толщах) – их можно было бы безошибочно отличить от вмещающих пород (лёссовидных суглинков) только по химическому составу.

Интересные наблюдения сделаны А. Р. Гептнером на шельфе Исландии. Оказывается, базальтовая тефра не переносится по воздуху на большое расстояние; главным механизмом ее транспортировки является разнос морскими течениями продуктов подводных извержений – «гидроэксплозивной пемзы» и «пульверизационной вулканокластики». Напротив, кислые пеплы разносятся по воздуху на десятки и сотни километров за пределы вулканических районов. Будучи (относительно базальтовой тефры) ничтожны по своей массе, они образуют главные маркирующие горизонты в шельфовых отложениях.[1]

---

[1] *Гептнер А. Р.* Влияние островного базальтового вулканизма на осадконакопление // Геология океанов и морей. Тез. докл. 8-го Всесоюз. шк. Мор. геол. Т. 2. – М., 1988. – С. 25–26.

Таблица 90

Средний химический состав вулканического пепла из четвертичных отложений Украины (n = 4) и пемзы вулкана Алагез на Малом Кавказе. По данным В. И. Лебединского и Л. Я. Ходюша, 1959 г. [154, с. 52]

Окислы	Пепел	Пемза
SiO_2	57.02	61.28
TiO_2	0.42	0.88
Al_2O_3	18.42	17.77
Fe_2O_3	2.63	3.06
FeO	1.89	0.51
MnO	0.18	0.08
MgO	0.79	0.85
CaO	2.08	1.72
Na_2O	4.46	3.68
K_2O	5.23	4.50
P_2O_5	5.36	4.57
H_2O^+	1.95	1.04
Сумма	100.43	99.94

Попадая в водную среду, вулканический пепел претерпевает дальнейшую дифференциацию – такую же, как и терригенная кластика. Это можно наблюдать в аллювии вулканических областей, где эоловая дифференциация пепла невелика вследствие малого расстояния переноса, и на поверхность земли выпадает пирокластика, по составу близкая к исходной.

Оказывается, *водная дифференциация пеплов камчатских вулканов в современном аллювии существенно зависит от состава извержения*. Как показал Н. П. Кураленко, состав *базальтовой тефры* в аллювии почти не изменяется, что объясняется «*близостью состава основных компонентов осадков – лито-витро- и кристаллокластики – и небольшим содержанием кристаллической фазы*» [150, с. 29]. Иная картина – для *андезитового* материала. Здесь велика разница плотностей пористого вулканического стекла и вкрапленников, что влечет за собой их существенную сортировку, вплоть до образования рудного шлиха в прирусловых отмелях р. Камчатки: «*Песчаные осадки, заметно обогащенные кристаллами (до 75 %), имеют более основной андезито-базальтовый состав по сравнению с исходной андезитовой пирокластикой. Содержание* SiO_2 *при этом уменьшается от 60 до 54.5 %. Одновременно несколько понижается содержание* K *и повышается* – Al, Fe, Ca и Mg (*за счет увеличения относительного количества плагиоклазов и темноцветных минералов). При переходе к алевритовым и алевропелитовым осадкам иссякающих водотоков их валовой химический состав, наоборот, становится более кислым* (SiO_2 *62–63 %) вследствие уменьшения содержания тех же минералов и резкого увеличения частиц кислого стекла. Одновременно увеличивается содержание щелочей и уменьшается* Al, Fe, Mg, Mn, Ca» [150, с. 31].

Итак, водная сортировка андезитовой тефры ведет к тому, что пески становятся более основными, а алевриты – более кислыми, чем исходные андезиты.

Что касается туффитов (т. е. туффоидов с высокой долей невулканического осадочного материала), то представление об их формировании дает аллювий верховьев р. Камчатки. Здесь в составе граувакковых песков «*все компоненты делятся на две примерно равные группы:* 1) *терригенную* (*кварц и обломки метаморфических пород*) *и* 2) *вулканотерригенную* (*полевые шпаты и обломки средних и основных изверженных пород*). *Третью, незначительную* (*около 5 %*) *группу образует четко диагностируемый пирокластический материал: осколки основных, средних и кислых стекол*» [150, с. 33]. Оказывается, увеличение доли терригенного материала изменяет процесс дифференциации аллювия: «*пески оказываются относительно более кислыми..., а алевропелиты, глины – более основными*» [150, с. 38]. При этом щелочность песков заметно выше, чем алевропелитов: НКМ 0.34 против 0.22 соответственно, что вполне естественно – в песках выше соотношение полевые шпаты/глинистое вещество. Заметим, что более тонкие осадки оказываются и более фемичными. Трудно сказать, в какой мере последнее наблюдение Н. П. Кураленко выдерживается и в более древних отложениях, но по крайней мере одним подтверждением мы располагаем: среднерифейские делленитовые и липаритовые туффоиды пуйвинской свиты Приполярного Урала действительно отличались от материнских порфиров и явных туфов большей фемичностью (ФМ) и особенно титанистостью (ТМ) [310].

Влияние водной дифференциации тефры на состав туффоидов весьма наглядно проявлено в рифейских отложениях Подолии [210], где «туфогравелиты» сильно отличаются от «туфов» увеличенной дисперсией всех модулей. В частности, по меньшей мере 6 анализов туфогравелитов из 15 имеют аномальную титанистость, что можно приписать закономерности Мигдисова – процессу природного шлихования с накоплением в гравелитах тяжелых титановых минералов.

7.3. Аллохимическое изменение пирокластики

В настоящее время накоплено много данных, выявляющих аллохимическое изменение (с привносом-выносом компонентов) пирокластики; наиболее распространенными процессами такого изменения являются глинизация, окремнение, карбонатизация и цеолитизация.

Глинизация и окремнение. Под глинизацией вулканических пеплов понимается процесс замещения исходных магматических минералов гипергенными глинистыми и слюдистыми минералами: монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом, каолинитом. В частности, для бентонитов характерен процесс монтмориллонитизации, которая почти всегда сопровождается окремнением за счет высво-

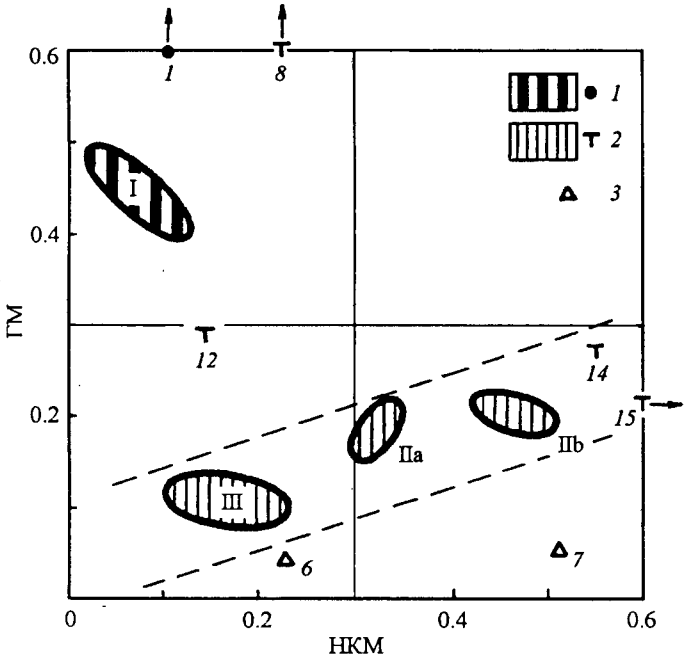


Рис. 73. Модульная диаграмма для палеогеновых пирокластитов во флишевой толще северного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1983 г. [10, с. 48–49].

1 – бентониты, *2* – туфы, *3* – окремнелые туффиты.

бождения SiO_2. Кислые витрокластические туфы, согласно А. В. Вану, в наземных условиях преобразуются в хлорит-гидрослюдистые или каолинит-гидрослюдистые агрегаты, а в подводноморских – «*превращаются в неопределимую под микроскопом скрытокристаллическую микрофельзитовую массу, состоящую из мельчайших зерен кварца, альбита или адуляра. Породы, образованные этой массой и полностью утратившие первичную структуру, автор предлагает назвать туфогенным микрофельзитом*» [42, с. 40].

В табл. 91 и на рис. 73 даны составы туфогенных палеогеновых отложений Карпат, среди которых И. М. Афанасьева [10] выделяет бентониты, окремнелые туффиты и туфы. Очевидно, что бентониты являются продуктами глинизации туфов, а окремнение сопутствует процессу глинизации. Характерная особенность модульной диаграммы – значительное количество точек, которые выскакивают из кластеров. Это может иметь две причины: а) сильную неоднородность первичного состава туфов, б) явления аллохимического изменения. Последнее мы видим на примере окремнения.

На модульной диаграмме туфы образуют коррелированную совокупность, но удается выделить целый ряд разновидностей (кластеры III, IIa, b и отдельные составы).

Таблица 91

Химический состав палеогеновых пирокластитов флишевой толщи северного склона Украинских Карпат. Составлено по данным И. М. Афанасьевой, 1983 г. [10, с. 48—49]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	1	6	7	8	12	14	15
	Бентониты (нормосиаллит)	Туфы			Бентонит (псевдогидролизат)	Окремненные туффиты		Туфы			
		Нормосилит	Щелочной нормосилит	Нормосилит		Гиперсилит	Супersилит	Карбонатный нормогидролизат	S миосилит	Щелочной миосилит	Алкалит
n	4	2	3	2							
SiO_2	52.59	65.40	71.06	82.15	46.06	91.35	80.42	38.66	61.90	62.80	69.42
TiO_2	0.25	0.29	0.19	0.33	5.18	0.25	0.27	0.62	0.13	0.27	0.39
Al_2O_3	17.08	8.66	11.86	6.59	12.10	2.52	2.27	11.67	5.45	13.61	12.66
Fe_2O_3	4.19	2.28	1.92	0.81	11.20	0.75	0.83	3.58	11.09	2.04	0.79
FeO	1.47	1.04	1.01	1.14	0.29	0.36	1.15	20.13	1.15	1.19	1.12
MnO	0.07	0.08	0.02	0.01	0.06	0.01	0.03	0.12	0.13	0.06	0.06
MgO	2.53	1.67	0.78	0.30	3.04	0.40	0.78	1.87	0.72	1.67	0.39
CaO	2.17	5.00	1.65	0.34	2.51	0.29	4.97	2.26	1.26	2.14	1.61
Na_2O	0.31	0.60	3.98	0.16	0.13	0.08	0.37	0.35	0.40	1.48	4.76
K_2O	1.16	2.22	2.29	0.93	1.20	0.50	0.80	2.35	0.40	6.05	5.06
P_2O_5	0.04	0.12	0.15	0.13	0.23	0.10	0.12	0.12	0.10	0.07	0.05
S	0.29	0.39	0.11	0.72	0.82	0.04	0.18	—	8.68	0.37	0.12
CO_2	1.62	8.89	0.73	0.82	0.34	1.02	2.90	—	—	—	—
П. п. п.	16.73	3.43	5.37	5.84	16.77	2.01	3.41	17.40	9.91	8.79	3.88
Сумма	100.49	100.04	101.11	100.23	99.93	99.68	98.50	100.13	102.32	100.54	100.31
ГМ	0.44	0.19	0.21	0.11	0.63	0.04	0.06	0.93	0.29	0.27	0.22
ФМ	0.16	0.08	0.05	0.03	0.32	0.02	0.03	0.66	0.21	0.08	0.03
АМ	0.32	0.13	0.17	0.08	0.26	0.03	0.03	0.30	0.09	0.22	0.18
ТМ	0.015	0.033	0.016	0.049	0.428	0.099	0.119	0.053	0.024	0.020	0.031
ЖМ	0.33	0.38	0.24	0.28	0.67	0.40	0.79	1.94	2.22	0.24	0.15
НКМ	0.09	0.33	0.53	0.16	0.11	0.23	0.52	0.23	0.15	0.55	0.78
ЩМ	0.30	0.30	1.70	0.20	0.10	0.20	0.50	0.10	1.00	0.20	0.90

Туфы сильно дифференцированы по щелочности, вплоть до алкалитов (обр. 14, 15). Попадаются и карбонатные составы (вероятно, с сидеритом – обр. 8); весьма экзотичен состав обр. 1: псевдогидролизат с мощной аномалией титана (TiO_2 = = 5.18 %, ТМ = 0.428!). Окремнелые туффиты также отличаются повышенной титанистостью.

Бентониты образуют кластер I; они характеризуются низкими титанистостью и щелочностью, но в отличие от туфов более гидролизатны и фемичны. Характерно и важно для диагноза присутствие среди них магнезиальных пород – псевдосиаллитов (три анализа из пяти).

Иногда глинизация туфов сочетается не с окремненением, а с цеолитизацией. Таковы бентониты, залегающие среди цеолитизированных триасовых туфов Новой Зеландии [322, p. 164]. От кислых и средних туфов они отличаются по значениям ГМ, ФМ и ЖМ; по величине ТМ дискриминация хуже, но все же самый титанистый состав (ТМ 0.081, TiO_2 1.30) является бентонитом.

В юре Малого Кавказа Р. А. Мандалян описал своеобразные песчаные и песчано-алевритовые породы, тесно связанные с подушечными андезито-базальтами – глинизированные гиалокластиты. Они образуют прослои мощностью от 3–4 см до 12–15 м и состоят *«из угловатых или полууглова*тых интенсивно хлоритизированных и отчасти монтмориллонитизированных стекловатых обломков, нередко содержащих выделения плагиоклаза, а иногда темноцветного минерала. Цельные глобули или полусферы гиалобазальта встречаются редко. Заполнитель представлен тем же стекловатым, но в большей мере глинизированным материалом пелитово-тонкоалевритовой размерности. В его составе присутствуют также цеолиты, халцедон, лейкоксен»* [166, с. 82]. Как можно судить по пяти анализам, эти породы оказываются *псевдогидролизатами* с постоянной величиной ГМ 0.60–0.62 и содержаниями MgO от 4.8 до 9.6 % (что позволяет нам выделить разновидности менее и более магнезиальные со средними содержаниями MgO 5.11 и 8.54 %). От своих материнских пород (андезито-базальтов) они отличаются пониженным содержанием SiO_2, что Р. А. Мандалян объясняет двумя причинами: *«присутствием в большом количестве (до 15 %) связанной и гигроскопической воды и выносом кремнезема в связи с монтмориллонитизацией базальтового стекла»* [166, с. 82].

Эффектный пример глинизации и окремнения представляют некоторые верхневендские (редкинские) туфы, регионально развитые на Русской платформе. Мощность горизонтов редкинских туфов достигает десятков метров, причем среди них выделяются две контрастные петрохимические разновидности: а) кремнистые (преобладающие), содержащие SiO_2 71–82, Al_2O_3 7–15 %, и б) высокоглиноземистые, SiO_2 50–58, Al_2O_3 21.0–29.5 %. Особо примечательна вторая разновидность, в которой содержания примесных элементов-гидролизатов Zr, Hf, Y и Th оказываются в 1.5–2 раза выше, чем во вмещающих их редкинских аргиллитах. Ввиду очевидного несходства составов редкинских туфов и современных (и голоценовых) кислых вулканических пеплов петербургские геологи пришли к выводу, что редкинская пирокластика претерпела процесс гальмиролиза, что и явилось причиной дифференциации ее хими-

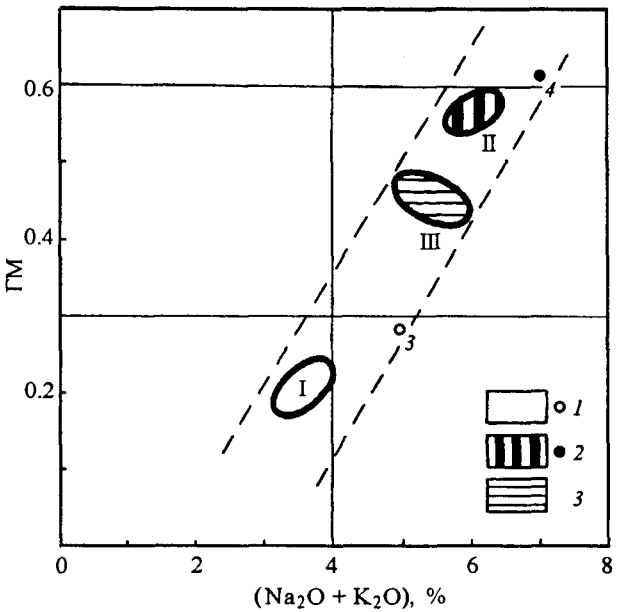


Рис. 74. Модульная диаграмма для туфов и аргиллитов редкинского горизонта Русской платформы. Составлено по данным Д. В. Борхвардта и С. Б. Фелицина, 1992 г. [27].

1, 2 – туфы кремнистые (*1*) и глиноземистые (*2*); *3* – аргиллиты.

ческого состава: «*Наиболее вероятной причиной вариаций состава вулканических туфов редкинского времени является перераспределение элементов при поступлении пирокластического материала в бассейны осадконакопления Русской платформы в результате реакции с морской водой*». Допускается, что процесс идет по двум линиям: формируются гидролизатные продукты типа монтмориллонитовых глин с параллельным окремнением вмещающих терригенных осадков за счет вынесенного кремнезема. «*Поскольку вулканогенный циркон сохраняется при гальмиролизе и выщелачивании, следует ожидать повышенных содержаний циркония в высокоглиноземистых туфах*» [27, с. 40].

Как видно из модульной диаграммы (рис. 74), средние составы аргиллитов и двух разновидностей туфов легко распознаются по величине гидролизатного модуля ГМ. Аналогичная дискриминация возможна здесь и по алюмокремниевому модулю АМ (сами авторы использовали величину Si/Al). Высокоглиноземистые туфы аттестуются как щелочные гипогидролизаты (ГМ 0.56–0.62), а кремнистые туфы – как миосилиты (ГМ 0.20–0.28). Аргиллиты, что нормально, оказываются сиаллитами, в данном случае – щелочными. Однако тот факт, что на модульной диаграмме аргиллиты образуют как бы единую совокупность с туфами, может означать присутствие в аргиллитах пирокластической примеси. Интересно, что наибольшую щелочность имеют кремнистые туфы (НКМ 0.31–0.35), они же и более титанистые: ТМ = 0.045–0.061 против 0.046–0.053 в аргиллитах (табл. 92). При этом минимальную титанистость

Таблица 92

Химический состав вулканических туфов и вмещающих аргиллитов редкинского горизонта Русской платформы.
Составлено по данным Д. В. Борхвардта и С. Б. Фелицина, 1992 г. [27]

Окислы и модули	I	II	III	3	4
	Кремнистые туфы (миосилит)	Глиноземистые туфы (щелочной гипогидролизат)	Аргиллиты (щелочной нормосиаллит)	Кремнистый туф (щелочной миосилит)	Глиноземистый туф (щелочной гипогидролизат)
n	2	2	3		
SiO_2	77.54	57.90	62.88	71.43	55.45
TiO_2	0.52	0.98	0.97	0.86	0.60
Al_2O_3	10.70	22.19	19.55	14.13	28.34
$Fe_2O_3 + FeO$	4.68	9.45	7.34	5.09	5.20
MnO	0.12	0.05	0.14	0.16	0.07
MgO	1.92	2.52	2.35	2.27	2.24
CaO	0.92	0.79	0.70	0.97	0.95
Na_2O	1.10	1.48	1.60	2.29	0.39
K_2O	2.44	4.55	3.84	2.71	6.64
P_2O_5	0.08	0.12	0.11	0.11	0.08
Сумма	100.02	100.03	99.48	100.02	99.96
ГМ	0.21	0.56	0.45	0.28	0.62
ФМ	0.09	0.21	0.15	0.10	0.13
АМ	0.14	0.38	0.31	0.20	0.51
ТМ	0.049	0.044	0.050	0.061	0.021
ЖМ	0.43	0.41	0.36	0.35	0.18
НКМ	0.33	0.27	0.28	0.35	0.25
ЩМ	0.50	0.30	0.40	0.80	0.10

(ТМ 0.021) показывает состав обр. 4 с наивысшей общей щелочностью и глиноземистостью. Очевидно, что эта существенно гидрослюдистая порода сформировалась по наиболее кислому туфу. Вне кластеров располагается также обр. 3; он имеет промежуточный состав и, вероятно, может быть отнесен к туфоаргиллитам.

В табл. 93 и на рис. 75 обработано 15 анализов камчатских миоценовых кремнистых пород и ассоциирующихся с ними туфов разной степени изменения [87]. Туфы отчетливо выделяются двумя признаками: повышенной общей щелочностью и повышенным ГМ. При этом в ряду изменения «туф кристалло-витрокластический → туф глинизированный → туф сильноглинизированный» (обр. 1 → 2 → 3) содержание щелочей снижается, а величина ГМ нарастает. Судя по умеренно низкой величине ТМ, пирокластика имела дацитовый состав; это подтверждается и петрографическими данными В. И. Гречина [87, с. 118].

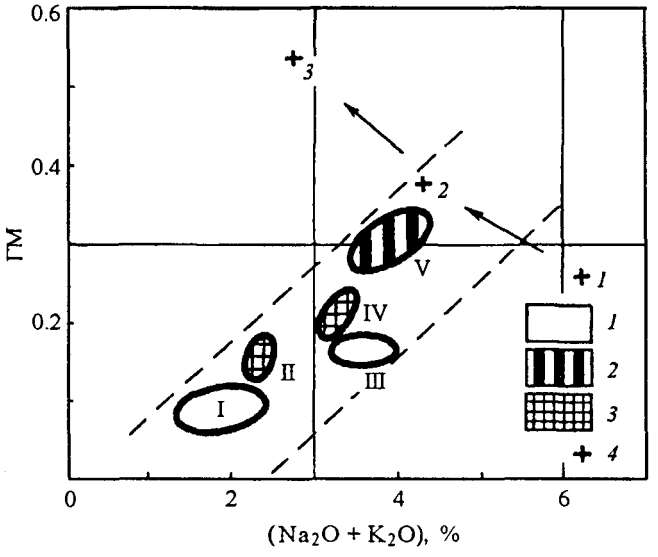


Рис. 75. Модульная диаграмма для миоценовых кремнистых пород и ассоциирующихся с ними туфов. Составлено по данным В. И. Гречина, 1971 г. [87, с. 118–119].

1 – опоки и перекристаллизованные опоки, *2* – туфодиатомиты, *3* – смесь литотипов (1 + 2), *4* – туфы. Стрелками показано нарастание глинизации исходного дацитового туфа.

Что касается собственно кремнистых пород – опок и перекристаллизованных опок, то они между собой по химическому составу не различаются, так как дают смешанные кластеры I и III. Появление в кремнистом осадке пирокластики прежде всего повышает ГМ (ср. кластеры I–II, III–IV), почти не увеличивая общую щелочность. Причина этого странного явления заключается в аллохимическом характере перерождения туфов (глинизации): щелочи при этом явно выносятся. Это видно как по снижению общей щелочности (обр. 1 → 2 → 3), так и убыванию нормированной щелочности НКМ по мере роста ГМ. Породы, определенные как «туфодиатомиты» (кремистые туффоиды – миосилиты), образуют кластер V, который очень близок к «глинизированным туфам». Кроме того, в кластерах II и IV туфодиатомиты не отличимы от опок и перекристаллизованных опок. Все это, а также попадание всех осадочных и вулканогенно-осадочных пород в полосу позитивной корреляции «щелочи–ГМ», указывает на примесь пирокластики во всех (или почти во всех) кремнистых породах.

Наконец, замечательной иллюстрацией сопряженного процесса глинизации-окремнения является формирование высокоспецифичных *шамозитово-кремнистых конкреций* – продуктов перерождения базальтовой пирокластики. Такие конкреции, состоящие главным образом из шамозита и микрокристаллического кварца (с заметными примесями апатита, пирита и карбонатов), детально описаны нами в девонских и пермских отложениях Лемвинской зоны Севера Урала [74], а другими геологами – в разновозрастных вулканогенно-осадочных толщах Кавказа, Тувы и Молдавии [29, 88, 105].

Таблица 93

Химический состав миоценовых кремнистых пород и ассоциирующих с ними туфов Западной Камчатки. Составлено по данным В. И. Гречина, 1971 г. [87, с. 119]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	1	2	3
	Опоки и туфодиатомиты					Туфы		
	Суперсилит	Нормосилит		Миосилит		Щелочной миосилит	Нормосиаллит	Псевдосиаллит
n	4	2	2	2	2			
SiO_2	82.88	74.85	74.11	69.65	62.61	66.48	54.86	42.09
TiO_2	0.32	0.49	0.51	0.49	0.68	0.51	0.51	0.68
Al_2O_3	5.36	8.85	8.34	9.84	13.63	14.30	14.75	17.68
Fe_2O_3	1.30	1.42	2.39	2.07	3.57	1.02	3.87	2.46
FeO	0.80	0.66	0.88	2.02	1.13	0.89	1.02	1.36
MnO	0.01	0.03	0.02	0.05	0.03	0.08	0.02	0.11
MgO	0.50	0.61	0.92	1.51	1.26	0.53	2.55	4.15
CaO	1.25	1.41	1.56	1.89	3.61	2.03	2.16	6.85
Na_2O	0.94	1.04	2.10	1.57	2.32	2.81	3.43	1.41
K_2O	0.96	1.32	1.51	1.70	1.60	3.41	0.88	1.35
P_2O_5	0.08	0.05	0.08	0.08	0.12	0.09	0.07	0.09
H_2O	4.84	7.75	6.30	6.82	8.03	7.25	15.69	15.98
CO_2	0.02	0.00	0.00	0.36	0.00	0.08	0.00	5.36
C	0.44	0.53	0.58	0.51	0.26	0.08	0.00	0.00
$S+SO_3$	1.07	2.36	1.88	2.34	1.99	0.13	—	—
Сумма	100.74	101.32	101.15	100.86	100.81	99.69	99.81	99.57
ГМ	0.09	0.15	0.16	0.21	0.30	0.25	0.37	0.53
ФМ	0.03	0.04	0.06	0.08	0.10	0.04	0.14	0.19
АМ	0.06	0.12	0.11	0.14	0.22	0.22	0.27	0.42
ТМ	0.059	0.055	0.061	0.049	0.050	0.036	0.035	0.038
ЖМ	0.37	0.22	0.37	0.40	0.33	0.13	0.32	0.21
НКМ	0.35	0.27	0.43	0.33	0.29	0.43	0.29	0.16
ЩМ	1.00	0.80	1.40	0.90	1.40	0.80	3.90	1.00

Карбонатизация. Примечательной особенностью многих эпигенетически измененных туффоидов является их существенно карбонатный состав. Такие породы описаны Б. Р. Шпунтом в рифее Якутии [279] и А. В. Ваном – в верхнем девоне Кузнецкого бассейна. В Кузбассе карбонатные туффиты, как правило, «*залегают в верхних и средних частях осадочных ритмов, выше которых отмечается постепенный переход карбонатных туффитов в известняки. Породообразующий компонент в карбонатных туффитах состоит из вулканогенного обломочного материала (50–90 %) и карбонатной примеси (< 50 %). Последняя чаще всего представлена в виде связующей массы*». Оказывается, значительная часть этой связующей массы – аутигенная, возникшая при перерождении частиц основного вулканического стекла, что показывают прямые наблюдения в шлифах: «*Некоторые комковатые известняки постепенно переходят в основные витрокластические туфы и, по-видимому, обязаны им своим происхождением... Форма известковых комочков весьма похожа на форму витрических фрагментов в туфах. Отдельные комочки имеют неясно выраженные концентры, ядром которых служат осколки кристаллов плагиоклаза, реже кварца, сгустки гидроокислов железа или зерна монокристального кальцита с формой, характерной для вулканического пепла. Формирование концентров, вероятно, связано с десорбцией элементов (железо, марганец и др.), которые входили в состав пепловых частиц или обволакивали их в виде пленки... После удаления кальцита в шлифе остаются глинистые или железистые минералы или мелкокристаллические агрегаты альбита, образующие сложные узорчатые или петельчатые рисунки, фиксирующие первоначальные контуры растворенных комочков... Следовательно, одним из возможных путей формирования проблематичных образований округлой формы (сюда можно отнести некоторые копролиты, оолиты, сгустки) может быть разложение вулканического пепла*» [42, с. 42–43].

Как видно из табл. 94, составы этих пород образуют два кластера, отличающиеся по фемичности и щелочности. При этом обнаруживается прямая (а не обратная, как в нормальных осадочных породах!) корреляция (ФМ, ГМ)–НКМ. Такая картина может иметь место тогда, когда щелочи входят в состав темноцветных минералов (биотита, амфибола).

В олигоценовых менилитовых сланцах Карпат ведущими процессами аллохимического изменения туффоидов являются бентонитизация и сопутствующее ей окремнение, но отмечается и карбонатизация. «*Последняя широко развита в туфах и туффитах верхнеменилитовой подсвиты (чечвинских), залегающих среди известковых аргиллитов. Здесь еще в ходе седиментогенеза нормальная осадочная примесь к пирокластическому материалу была существенно карбонатной, однако основные процессы замещения протекали, несомненно, позднее. В результате порода нередко по составу соответствует мергелю, но реликтовая пирокластичес-*

Таблица 94

Средний химический состав туфов и туффитов в отложениях D_3 Кузнецкого бассейна.
Составлено по данным А. В. Вана, 1969 г. [42, с. 41]

Окислы и модули	I	II
	Карбонатный миосилит	Нормосиаллит
n	3	3
SiO_2	48.88	50.63
TiO_2	0.51	0.71
Al_2O_3	7.93	13.59
Fe_2O_3	3.84	3.01
FeO	0.65	3.42
MnO	0.17	0.13
MgO	1.12	2.13
CaO	17.70	10.62
Na_2O	0.10	1.83
K_2O	0.94	2.24
P_2O_5	0.18	0.25
SO_3	0.07	0.10
П.п.п.	18.17	11.33
Сумма	100.26	99.99
CO_2	11.05	7.91
H_2O	0.50	2.26
ГМ	0.27	0.41
ФМ	0.11	0.17
АМ	0.16	0.27
ТМ	0.064	0.052
ЖМ	0.55	0.46
НКМ	0.13	0.30
ЩМ	0.10	0.80

кая структура и текстурные признаки указывают на ее подлинный генезис» [164, с. 87].

Карбонатность может оказаться решающим признаком в таких ситуациях, когда литохимическая диагностика туффоидов вызывает большие трудности.

Например, среди оксфордско-неокомских кремнистых пород и ассоциирующихся с ними туффоидов Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа последние распознаются именно по своей карбонатности (до 20–25 % карбонатов) [230]. Кроме того, кремнистые туффоиды имеют повышенную титанистость: ТМ = 0.078 против 0.011–0.018 в других силицитах. По-видимому, пирокластика имела андезитовый состав. Такой же случай представляют пирокласты

Таблица 95

Химический состав пирокластических пород мела и палеогена Украинских Карпат. Составлено по данным Л.Г.Ткачука и др., 1977 г. [210, с. 20]

Окислы и модули	1	2	3	4	5	6	7
	Ti карбонатный гипогидролизат	Ti щелочной нормосиаллит	Миосилит	Щелочной нормосиаллит	Нормогидролизат	Псевдогидролизат	Карбонатный суперсиаллит
SiO_2	30.73	57.00	70.05	56.06	38.66	42.70	40.12
TiO_2	4.05	3.20	0.53	0.80	0.62	1.52	1.44
Al_2O_3	10.38	14.20	12.96	16.52	11.67	17.60	14.67
Fe_2O_3	7.20	8.91	4.56	2.31	3.58	0.83	4.32
FeO	1.87	0.43	1.03	5.01	20.13	9.90	1.43
MnO	0.07	0.02	0.32	0.11	0.12	0.25	0.17
MgO	2.26	0.75	0.89	1.58	1.87	3.49	1.62
CaO	16.90	4.09	0.91	5.13	2.26	9.70	16.63
Na_2O	0.13	5.05	0.78	6.74	0.35	1.09	1.87
K_2O	2.45	1.03	3.31	0.17	2.35	1.44	0.93
P_2O_5	0.29	0.62	0.09	0.37	0.12	0.18	0.26
H_2O	6.85	0.70	1.62	0.37	1.19	0.45	0.50
CO_2	—	—	0.01	3.22	—	6.98	12.33
П. п. п.	17.11	3.67	3.05	2.10	17.21	4.34	3.25
Сумма	100.29	99.67	100.11	100.49	100.13	100.47	99.54
ГМ	0.77	0.47	0.28	0.44	0.93	0.70	0.55
ФМ	0.37	0.18	0.09	0.16	0.66	0.33	0.18
АМ	0.34	0.25	0.19	0.29	0.30	0.41	0.37
ТМ	0.390	0.225	0.041	0.048	0.053	0.086	0.098
ЖМ	0.63	0.54	0.44	0.43	1.94	0.57	0.37
НКМ	0.25	0.43	0.32	0.42	0.23	0.14	0.19
ЩМ	0.10	4.90	0.20	39.60	0.10	0.80	2.00

верхнего мела и эоцена Украинских Карпат [210, с. 20], в выборке которых только два анализа меловых (обр. 2 и 4) и один – эоценовых пород (обр. 6) явно отличаются от нормальных осадочных своей щелочностью, титанистостью или магнезиальностью (табл. 95). В то же время генетическая диагностика остальных четырех составов представляется уже не столь бесспорной. Например, обр. 1 («бурое разложенное стекло, обогащенное карбонатами») аттестуется как титанистый карбонатный гипогидролизат. Миосилит (обр. 3), Fe-нормогидролизат (обр. 5) и карбонатный суперсиаллит (обр. 7) могут быть приняты за образования коры выветривания, если бы не странное сочетание «*гидролизатность + карбонатность*», не характерное для фанерозойских гумидных кор выветривания, в процессе образования которых Ca выносится.

Таблица 96

Средний химический состав морденитовых пород ($n = 4$). По данным А. С. Михайлова, 1975 г. [180]

Окислы	Содержание, %	Окислы и модули	Содержание, %
SiO_2	66.35	K_2O	1.02
TiO_2	0.14	H_2O^+	8.12
Al_2O_3	11.67	H_2O^-	4.61
Fe_2O_3	1.21	Сумма	99.93
FeO	1.21	ГМ	0.20
MnO	0.21	ТМ	0.006
MgO	0.02	НКМ	0.30
Na_2O	0.68	ЩМ	2.7

Цеолитизация. В табл. 96 дан средний состав морденитовых пород Закавказья, Калифорнии и Японии, представляющих собой цеолитизированные кислые туфы [180]. Морденит – это цеолит с формулой (Ca, Na_2, K_2) $[AlSi_5O_{12}] \cdot 7H_2O$. Он образуется при диагенетическом перерождении кислого вулканического стекла в морской воде.

Как видим, состав морденитовых пород отвечает нормосилитам, однако с двумя особенностями, не позволяющими принять их за

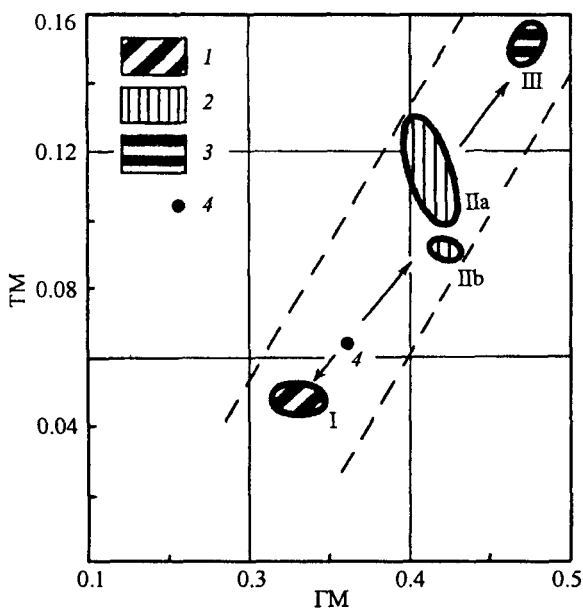


Рис. 76. Модульная диаграмма для неогеновых туфов и бентонитов Вьетнама. Составлено по данным В. В. Петровой и др., 1997 г. [195].

1 – пемзы, *2* – туфы, *3* – бентониты, *4* – андезито-базальт.

Таблица 97

Химический состав неогеновых туфов и бентонитов Вьетнама. Составлено по данным В. В. Петровой и др., 1977 г. [195, с. 167]

Окислы и модули	I	IIa	IIb	III	4
	Пемзы	Туфы			Базальт
	Псевдо-сиаллит (75 %)	Супер-сиаллит (3—30 %)	Псевдо-сиаллит (8—30 %)	Ti гипогидро-лизат (2—8 %)	Нормо-сиаллит (10—15 %)
n	2	3	2	2	
SiO_2	47.57	47.82	47.14	45.87	56.76
TiO_2	0.69	1.71	1.51	2.58	1.01
Al_2O_3	13.92	15.33	16.16	16.84	15.47
Fe_2O_3	1.78	8.14	8.06	10.00	7.57
FeO	0.00	0.35	0.13	0.30	0.14
MnO	0.91	0.04	0.07	0.05	0.01
MgO	3.26	2.00	3.23	2.11	1.83
CaO	9.70	5.35	5.67	5.94	1.59
Na_2O	1.09	0.63	1.17	1.53	0.12
K_2O	1.93	1.10	3.06	0.81	0.74
P_2O_5	0.76	1.45	1.66	0.84	0.03
П. п. п.	18.36	15.53	12.72	13.68	14.03
Сумма	99.94	99.45	100.55	100.53	66.30
H_2O^+	5.36	6.06	5.71	5.19	6.70
CO_2	7.50	—	—	—	—
ГМ	0.36	0.53	0.55	0.65	0.43
ФМ	0.11	0.22	0.24	0.27	0.17
АМ	0.29	0.32	0.34	0.37	0.27
ТМ	0.050	0.112	0.093	0.153	0.065
ЖМ	0.18	0.50	0.47	0.53	0.47
НКМ	0.22	0.11	0.26	0.14	0.06
ЩМ	0.60	0.60	0.40	1.90	0.20

Примечание. В скобках — содержание цеолита.

обыкновенные алевролиты: а) весьма убогая титанистость (ТМ всего 0.006!), свойственная только кислым эффузивам или их дериватам; б) повышенное содержание CaO без эквивалентного количества CO_2 или SO_3, что указывает на силикатную форму кальция – явный диагностический признак петрогенной или пирогенной породы.

Аналогичный случай представляют юрские морденитовые породы Карадага, имеющие местное название «трассы» – продукты цеолитизации кислых пепловых витрокластических туфов [278]. Сравнительно невысокое содержание щелочей в трассах (около 4.5 %) не диагностично – такой состав мог бы отвечать и алевролитам. Единственным, но решающим признаком вновь оказывается

убогая титанистость трассов (ТМ 0.006–0.007), что возможно только для кислой пирокластики.

Иногда можно наблюдать особо сложный случай стадийного изменения туфов – глинизацию в коре выветривания уже цеолитизированных туфов. Таковы цеолитизированные верхненеогеновые базальтовые туфы, андезито-базальтовые пемзы и образовавшиеся из них бентониты Вьетнама (разрез Фу-Лыонг). В этих породах цеолиты (гейландит, филлипсит, шабазит, эрионит) замещают вулканическое стекло и отчасти кристаллокласты полевых шпатов, заполняют пустоты в пемзах. Толща туфов и пемз накапливалась в пресноводном озере и была перекрыта мощным слабопроницаемым для тепла экраном – покровом базальта. Поэтому полагают, что цеолиты образовались в основном почти без привноса вещества, по «геоавтоклавному» механизму [195].

Все пирогенные литотипы и их дериваты прекрасно различаются на модульной диаграмме (рис. 76): по сравнению с пемзами и андезито-базальтом туфы являются образованиями, гораздо более гидролизатными и титанистыми. Дополнительными диагностическими признаками этих пород могут служить (табл. 97) марганцовистость и карбонатность пемз (кластер I) и заметная фосфатизация туфов (кластеры IIa и b).

Бентониты (кластер III) аттестуются как титанистые псевдогидролизаты, что подтверждает их трактовку как образований коры выветривания по субстрату цеолитизированных туфов и пемз. Поскольку в этот кластер попал и один анализ «туфа», можно думать, что описанное авторами замещение цеолитов смектитами не всегда распознается макроскопически [195].

7.4. Улики присутствия эксгалятивного материала

Частным, но очень важным случаем пирогенной примеси в осадочных толщах является примесь вещества эксгаляций, которую нельзя назвать пирокластической, так как здесь не было процесса кластогенеза. Как показывают наблюдения в рифтовых зонах Океана, в осадок заносится скоагулированная взвесь гидроокислов железа или железа и марганца. На такой взвеси могут сорбироваться многие элементы-примеси из морской воды – Ni, Co, Mo, As и др., придавая осадку (а впоследствии и осадочной породе) черты «геохимической специализации» [297]. Еще совсем недавно геологи не умели распознавать эксгалятивные продукты в осадочных толщах, но в наши дни в связи с развитием концепции тектоники плит такой диагноз уже перестал быть редкостью.

Эксгалятивный материал обычно ассоциируется с кремневыми породами – яшмами, кремнями и фтанитами, а также со специфическими по составу карбонатами. Например, в верхнем эоцене Украинских Карпат известна флишевая пестроцветная *вышковская толща* [254]. Это аргиллиты, известняки и кремнисто-родохрозитовые породы – по-видимому, конкрецоиды и конкреции, отчасти окисленные, с характерным для карбонатных конкрецоидов накоп-

Таблица 98

Химический состав гидротермальных пермских силицитов Центральной Японии.
Составлено по данным К. Сугитани и др., 1991 г. [355]

Окислы и модули	I	II	III	IV	3	7	17
	Mn супер-силит	Mn нормо-силит	Mn супер-силит	Mn мио-силит	Гипо-гидро-лизат	Супер-силит	Mn нормо-силит
n	5	4	2	2			
SiO_2	87.43	86.12	91.76	75.21	57.83	91.26	87.05
TiO_2	0.16	0.05	0.01	0.05	1.22	0.01	0.01
Al_2O_3	2.73	0.76	0.38	0.80	7.16	0.07	0.33
Fe_2O_3	1.62	4.93	2.67	7.86	21.46	6.16	3.51
FeO	0.45	0.94	0.12	3.17	2.88	0.38	0.16
MnO	2.09	5.23	2.65	8.48	0.96	0.14	5.40
MgO	0.66	0.19	0.14	0.38	1.19	0.10	0.44
CaO	0.63	0.26	0.22	0.27	0.19	0.35	0.48
Na_2O	0.37	0.44	0.42	0.33	0.32	0.50	0.53
K_2O	0.90	0.15	0.13	0.05	2.90	0.02	0.08
P_2O_5	0.10	0.02	0.04	0.05	0.06	0.02	0.06
H_2O	1.01	0.72	0.28	0.82	2.72	0.23	0.64
CO_2	0.52	0.10	0.46	0.00	0.00	0.00	0.59
П. п. п.	0.94	0.74	0.91	0.72	0.25	0.58	1.39
Сумма	99.61	99.91	100.17	98.16	99.14	99.82	100.67
ГМ	0.08	0.14	0.06	0.27	0.58	0.07	0.11
ФМ	0.03	0.07	0.03	0.15	0.44	0.07	0.05
АМ	0.03	0.01	0.00	0.01	0.12	0.00	0.00
ТМ	0.058	0.063	0.026	0.063	0.170	0.143	0.030
ЖМ	1.44	13.82	13.95	22.94	3.02	83.50	26.68
НКМ	0.46	0.78	1.43	0.47	0.45	7.43	1.85
ЩМ	0.40	3.00	3.40	7.30	0.10	25.00	6.60

лением фосфора (до 1.26 % P_2O_5). О вулканогенной природе этих образований свидетельствуют два диагностических признака: марганцовистость и магнезиальность. Даже аргиллиты несут повышенные содержания MnO (до 1.80 %); известняки аттестуются как марганцовистые (MnO 2.82 %), а в кремнисто-родохрозитовых породах содержание MnO достигает 28 %. Аргиллиты аттестуются как псевдосиаллиты и псевдогидролизаты, что позволяет считать их первично-монтмориллонитовыми. Тот факт, что в карбонатсодержащих породах кроме MnO довольно высоки и содержания FeO, указывает, скорее всего, на эксгалятивный процесс. Такого же мнения держатся и украинские геологи [254].

В табл. 98 даны составы весьма замечательных пермских железо-марганцовистых силицитов Японии, залегающих непосредствен-

но над базальтами [355]. На модульной диаграмме ЖМ–НКМ удается выделить четыре кластера; два анализа выскакивают из кластеров вследствие экстремальных значений ЖМ и НКМ и один – повышенного ГМ.

Кластер I представлен суперсилитами-радиоляритами с ГМ = 0.08. Однако эти породы гипержелезистые и суперщелочные (ЖМ 1.46, НКМ 0.46) и обогащены марганцем (MnO~2 %). Кластеры II и III представлены нормо- и суперсилитами, но гораздо более железистыми (ЖМ 14!) и щелочными, особенно последний (НКМ 14.3). Содержания MnO составляют 2.6 и 5.2 %, а по отдельным образцам – до 11 %. Кластер IV близок к кластеру I по щелочности, но отличается мощной железистостью (ЖМ 23!) и соответственно экстремальными, «рудными» содержаниями MnO – до 17 %. Аномальные обр. 3, 7 и 17 также марганценосны. Первый из них – это железная руда (Fe_2O_3 + FeO ~ 24 %), вдобавок в ней больше глинозема (7.16 на фоне 0.4–2.7 % в кластерах), поэтому порода оказывается Fe-гипогидролизатом (ГМ 0.58). На графике ЖМ–НКМ эта точка практически попадает в контур кластера I, что подчеркивает родство железных руд с силитами-радиоляритами; действительно, в разрезе эти породы переслаиваются. Экзотические составы 7 и 17 отличаются экстремальной щелочностью (НКМ 7.4 и 1.8) и железистостью (ЖМ 83 и 27). При этом обр. 3 и 7 аномальны по ТМ: 0.170 и 0.143 против фоновых значений 0.030–0.060. Этот факт не остался не замеченным японскими исследователями, которые оперировали величиной Al_2O_3 / TiO_2 (т. е. 1/ТМ). По мнению К. Сугитани и сотр., это указывает на присутствие в оруденелых породах *«обломков* [подстилающих] *базальтов»*, т. е., надо полагать, скорее всего базальтовой пирокластики. Снижение ТМ от базальтов вверх по разрезу рудоносной карбонатно-кремнистой толщи трактуется как признак того, что «их [вмещающих осадков] *обломочные компоненты преобладают над глубоководными глинами, чье отношение* Al_2O_3/TiO_2 составляет примерно 24» [355, p. 70], или в значениях ТМ – около 0.040.

Итак, мы имеем дело с кремневыми вулканогенно-осадочными породами, резко обогащенными железом и марганцем. Этот пример позволяет указать диагностические признаки таких образований.

а) Мощные дисперсии модулей ЖМ и НКМ с достижением ими экстремальных значений, совершенно несвойственных нормальным осадочным породам. Аномалии ЖМ объясняются подачей в кремнистый осадок гидротермальных гидроксидов Fe и Mn; аномалии же НКМ, вероятно, могут объясняться присутствием неглиноземистых глинистых минералов типа Fe-смектитов и цеолитов. Этот факт был отмечен нами при интерпретации необычных геохимических особенностей кремнистой толщи D_3 на Пай-Хое, обогащенной Fe, Mn, Ni и As [206; 295, с. 32; 297].

б) Высокие содержания Mn и Fe в сочетании с аномалиями ТМ, указывающими на участие базитового вещества; напротив, для экзогенных кор выветривания, обогащенных железом и марганцем, высокие значения ТМ не обязательны, обычно для этого требуется наличие высокотитанистого субстрата.

в) Наконец, сам парагенезис марганцовистых силитов, Fe-гидролизатов и сиферлитов (особенно последних) совершенно не типичен для нормальных осадочных пород.

7.5. Диагностика петрогенной вулканокластики

В большинстве случаев эта задача оказывается слишком трудной для литохимии: петрогенные породы не удается уверенно отличить от пирогенных. Однако иногда имеется дополнительная информация, позволяющая сделать правильный диагноз. Примером могут служить пестроцветные флишевые отложения среднего ордовика на СЗ Алтае. Как показывает обработка данных И. А. Вылцана [58], здесь много магнезиальных пород – псевдосиаллитов (10 анализов из 22), а также присутствуют сиферлиты (4 анализа). Отчасти это можно связывать с присутствием Mg и Fe в карбонатной форме (что, впрочем, тоже информативно), однако в девяти анализах магнезиальность и/или железистость, скорее всего, имеет силикатную природу и обусловлена обилием хлорита. На модульной диаграмме ($Na_2O + K_2O$)–ФМ карбонатсодержащие граувакки-псевдосиферлиты четко отделяются от терригенных пород. Это позволяет думать, что в них присутствует примесь вулканогенного материала, причем именно вулканокластическая, а не пирокластическая, «*поскольку активного вулканизма в рассматриваемый отрезок геологического времени в пределах Ануйско-Чуйского синклинория и смежных областей не проявлялось*» [58, с. 92].

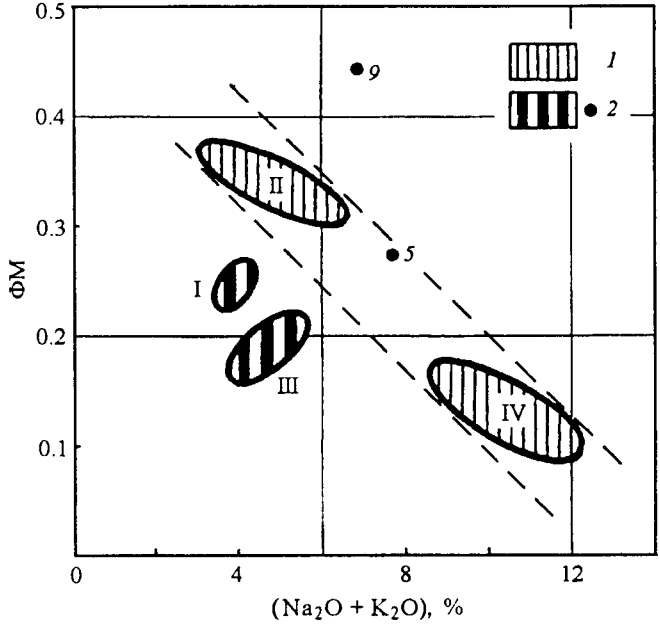


Рис. 77. Модульная диаграмма для верхнемеловых вулканогенно-терригенных пород малокурильской свиты Малых Курил. Составлено по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой, 1973 г. [61, с. 48].

1 – более щелочные, *2* – менее щелочные.

Таблица 99

Химический состав верхнемеловых вулканогенно-терригенных пород малокурильской свиты Малых Курил.
Составлено по данным В. К. Гаврилова и Н. А. Соловьевой, 1973 г. [61, с. 48]

Окислы и модули	I	II	III	IV	5	9
	Псевдо-гидролизат	Щелочной псевдо-гидролизат	Нормо-сиаллит	Алкалит	Щелочной псевдо-сиаллит	Щелочной псевдо-сиферлит
n	2	3	2	2		
SiO_2	50.73	49.10	60.01	50.50	46.39	46.93
TiO_2	0.93	0.89	0.50	0.48	0.48	0.69
Al_2O_3	18.81	14.87	13.11	15.22	14.73	12.43
Fe_2O_3	5.34	7.02	6.23	4.08	6.38	7.05
FeO	3.38	4.37	2.27	0.96	2.61	4.78
MnO	0.20	0.36	0.21	0.19	0.57	0.16
MgO	3.72	5.26	2.78	1.33	3.81	9.08
CaO	8.74	8.10	5.36	8.29	9.05	5.05
Na_2O	3.49	3.96	3.46	6.06	4.62	5.20
K_2O	0.45	1.05	1.17	4.37	3.12	1.73
P_2O_5	0.16	0.25	0.29	0.22	0.42	0.14
$S_{общ}$	0.05	0.08	0.32	0.02	0.24	0.01
H_2O	1.36	1.26	1.30	0.62	1.44	1.80
П. п. п.	2.64	3.78	3.52	8.06	6.52	5.22
Сумма	100	100.35	100.53	100.40	100.38	100.27
ГМ	0.56	0.56	0.37	0.41	0.53	0.54
ФМ	0.25	0.34	0.19	0.13	0.28	0.45
АМ	0.37	0.30	0.22	0.30	0.32	0.26
ТМ	0.049	0.060	0.038	0.032	0.033	0.056
ЖМ	0.45	0.75	0.64	0.33	0.63	0.91
НКМ	0.21	0.34	0.35	0.69	0.53	0.56
ЩМ	7.80	3.80	3.00	1.40	1.50	3.00

В молодых островных дугах пирогенный материал подмешивается к петрогенному – продукту размыва вулканических построек. В табл. 99 и на рис. 77 даны составы верхнемеловых терригенных пород Малых Курил: песчаников, алевролитов и аргиллитов с примесью вулканогенного материала. Из этого материала часть явно пирокластическая (кристаллокласты, гиалокласты и литокласты трахибазальтового и трахидолеритового состава), а часть вулканокластическая (полуокатанные обломки минералов и пород), образовавшаяся при размыве вулканических построек кампанского возраста. Как видно по анализам [61], только 2 состава из 11 можно принять за нормальные осадочные породы (сиаллиты), хотя и среди них один – супержелезистый

(ЖМ 0.65) и потому отчасти «подозрительный». Из оставшихся девяти два являются алкалитами, один – сиферлитом (ЖМ 0.91, ГМ 0.54) и шесть – псевдогидролизатами или псевдосиаллитами (3.21–5.67 % MgO).

Вследствие обилия магнезиальных пород для кластеризации наиболее удобна модульная диаграмма ($Na_2O + K_2O$)–ФМ, где хорошо выделяются три-четыре кластера. Можно выделить, с одной стороны, относительно малощелочные породы кластеров I, III и, с другой – явную серию пород нарастающей щелочности и убывающей фемичности: кластеры II → IV. По-видимому, первые (псевдогидролизаты) представляют в основном вулканомиктовые породы, а вторые – туффоиды (сиаллиты, вплоть до алкалитов). Высокофемичный состав обр. 9 отличается наибольшей магнезиальностью и, вероятно, отвечает породе с примесью оливин-базальтовой кластики. Обр. 5 отличается повышенной марганцовистостью. Отмечаем характерный признак пирогенных пород: наличие позитивной корреляции фемичности и титанистости и негативной – фемичности и щелочности (рис. 77).

7.6. Диагностика туффоидов разного состава (несколько примеров)

Основные туффоиды. Вследствие обогащения основных изверженных пород магнием, железом и титаном, входящими в состав темноцветных силикатов (оливин, пироксены, амфиболы, хлориты) и оксидов (магнетит, ильменит), повышенные значения модулей ТМ, ЖМ, ФМ уже сами по себе являются «уликами» пирокластики основного состава. Кроме того, относительно невысокие содержания SiO_2 при умеренных содержаниях Al_2O_3 и повышенных FeO ведут к тому, что величина ГМ часто превосходит границу для сиаллитов (> 0.55), что заставляет аттестовать основные породы и их туфы как псевдогидролизаты (MgO > 3 %).

Например, в опубликованных В. С. Вишневской и М. А. Левитаном [54, с. 103] семи анализах радиоляритов из офиолитового комплекса (J–K) Малого Кавказа один явно выделяется по титанистости и железистости: ТМ = 0.080 на фоне 0.049–0.055; ЖМ = 2.67 на фоне 0.29–0.56. При этом содержание TiO_2 рядовое, а содержание Fe_2O_3 аномальное: 7.88 на фоне 0.99–4.45 %. Заметим, что последнее влечет за собой и некоторое накопление фосфора: 0.25 % P_2O_5 на фоне 0.01–0.14 %. Совокупность указанных признаков позволяет предположить, что в этом радиолярите имеется примесь базитовой пирокластики.

Вероятность распознавания туффоидов повышается, когда на модульных диаграммах обнаруживаются характерные корреляции, например позитивная корреляция ЖМ–ТМ (фактически означающая корреляцию Fe–Ti) или негативная корреляция ФМ–НКМ, отражающая антагонизм фемических минералов и полевых шпатов. Кроме того, иногда диагностичной оказывается величина натровости (ЩМ): для базальтовой и андезито-базальтовой пирокластики величина ЩМ, как правило, больше единицы.

Указанные признаки можно видеть в верхнемеловых туфах Камчатки, породообразующими компонентами которых, согласно В. И. Гречину, являются обломки эффузивов (основных, средних, реже кислых), кристаллокласты (плагиоклаз, пироксен, роговая обманка) и вулканическое стекло [193, с. 142]. Туфы псаммоалевритовой структуры обычно кристалло-литокластические, а более дисперсные туфы алевропелитовой структуры чаще витро-литокластические. Литохимическая аттестация пород показывает, что только два состава из тринадцати являются сиаллитами; остальные – либо псевдосиаллиты, либо алкалиты. *Таким образом, одна лишь процедура литохимической аттестации позволяет уверенно отличить туфы от нормальных осадочных пород.*

На модульной диаграмме «Щелочи–ФМ» выделяются кластеры, отличающиеся главным образом по фемичности; очевидно, что они отвечают различающимся типам исходной тефры – менее и более основному; при этом для менее фемичных туфов проявляется четкая позитивная корреляция фемичности и титанистости. Интересно, что аномально-титанистый состав (пелитовый кристалло-витрокластический туф, ТМ 0.107) отличается и гипержелезистостью (ЖМ 0.67). Очевидно, что такой туф отвечает *малоглиноземистому базальту* – именно в этом (а не в повышенных содержаниях Fe или Ti) заключается причина высоких значений ТМ и ЖМ.

Согласно описанию А. В. Вана и Р. Г. Матухина [43, с. 82], в девонских отложениях бассейна р. Джалтул (СЗ Сибирской платформы) выделяются три литотипа: туфогенные силициты, туфогенные микрофельзиты и туфогенные аргиллиты, в том числе ожелезненные. Рассмотрение приведенных ими семи анализов показывает, что шесть из них отличаются гипертитанистостью (ТМ 0.131–0.648) и гипержелезистостью (ЖМ 0.55–0.64). Кроме того, по меньшей мере в четырех составах можно отметить сильные геохимические аномалии Mn, позволяющие аттестовать их как марганцовистые (MnO от 0.90 до 2.81 %). Всего этого более чем достаточно для диагностики пород как вулканогенно-осадочных с базитовым составом пирокластики.

В табл. 100 и на рис. 78 показаны составы достоверно установленных вулканогенных пород в рифее Подолии, называемых туфами и туфогравелитами [210]. Литохимическая диагностика этих пород как вулканогенно-осадочных не представляет затруднений. Действительно, из 20 проанализированных пород только 1/5 аттестуются как силиты (которые можно было бы принять за осадочные породы). Все прочие являются магнезиальными или железистыми и аттестуются как псевдосилиты, псевдосиаллиты, псевдогидролизаты (14 анализов) или как сиферлиты (2 анализа). Для целей диагноза очень важны литохимические отличия туфов (кластер IV) от туфогравелитов (кластеры I–III): среди туфов отсутствуют нормальные силиты или сиаллиты, они в среднем более железисты (ЖМ 0.71–0.98 против 0.34–0.87), более фемичны (ФМ 0.31–0.47 против 0.03–0.39) и более титанисты (ТМ 0.074–0.160 против 0.034–0.107).

При этом дисперсия всех параметров в туфогравелитах намного выше, чем в туфах, поскольку на первичную дисперсию состава накладывается дисперсия, обусловленная механической дифференциацией материала туфогравелитов. Действитель-

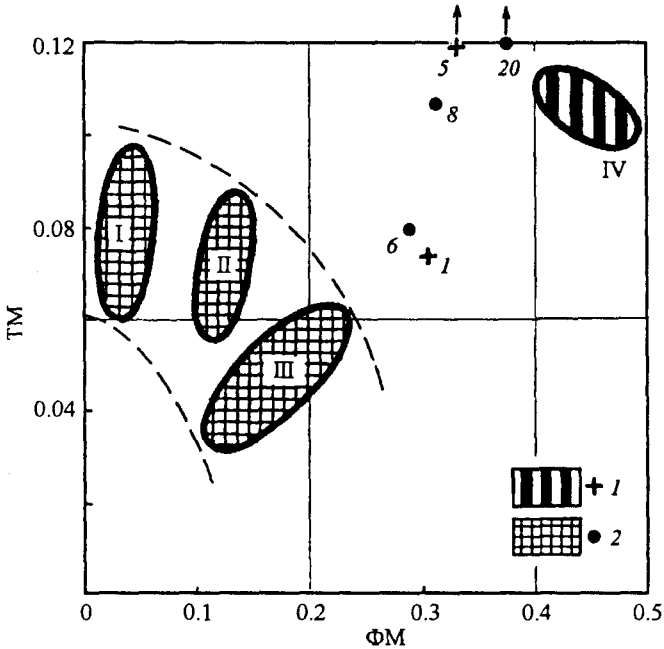


Рис. 78. Модульная диаграмма для рифейских базальтовых туфов (*1*) и туфогравелитов (*2*) Подолии. Составлено по данным Э. Я. Жовинского, 1977 г. [210].

но, как видно из графика ФМ–ТМ (рис. 78), только часть туфогравелитов образует единое корреляционное поле с туфами; по меньшей мере 6 анализов туфогравелитов из 15 имеют аномальную титанистость, что можно приписать процессу природного шлихования с накоплением в гравелитах тяжелых титановых минералов.

Якутские геологи описали в нижнем триасе Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба пестроцветные алевроглинистые породы. Им удалось показать, что в действительности это не что иное, как туфы и туффиты, содержащие аутигенное глинистое вещество (Na-монтмориллонит, Fe-хлорит, гидрослюда ± каолинит) – продукт преобразования обломков основных эффузивов и их вулканического стекла. Более того, подавляющее большинство глинистых пород T_1 при ближайшем рассмотрении оказались туфоаргиллитами. Столь большое участие пирокластического материала в отложениях T_1 авторы связывают с чрезвычайно мощным трапповым вулканизмом в соседней Тунгусской синеклизе [115]. Помимо петрографических наблюдений в этом диагнозе не последнюю роль сыграло использование содержаний и характерных корреляций титана, глинозема и железа. Авторы эффективно использовали плодотворную идею И. В. Хворовой и А. А. Гаврилова [265], впервые подчеркнувших существенно разную корреляцию данных элементов в процессах магматических и осадочных.

Таблица 100

Химический состав рифейских базальтовых туфов и туфогравелитов Подолии.
Составлено по данным Э. Я. Жовинского, 1977 г. [210, с. 90—91]

Окислы и модули	I	II	III	IV	1	5	6	8	20
	Нормосилит	Щелочной миосилит	Щелочной псевдосиаллит	Псевдосиферлит	Псевдосиаллит	Щелочной псевдосиферлит	Псевдосиферлит	Псевдосиаллит	Ti псевдосиферлит
n	2	2	8	3					
SiO_2	81.63	67.13	64.25	46.63	48.20	51.74	56.01	50.74	47.20
TiO_2	0.55	0.89	0.57	1.42	0.97	1.79	0.95	1.61	2.88
Al_2O_3	6.77	12.17	12.66	13.45	13.09	11.18	11.78	15.00	13.61
Fe_2O_3	1.64	3.21	3.77	9.85	8.07	10.71	8.00	6.04	9.96
FeO	0.80	2.16	2.66	2.81	1.80	1.87	2.68	4.61	4.24
MnO	0.01	0.08	0.09	0.21	0.18	0.16	0.15	0.17	0.13
MgO	0.69	3.00	4.23	8.31	4.93	5.23	5.59	5.36	4.29
CaO	0.67	1.63	1.44	1.12	4.54	1.46	1.46	1.35	1.12
Na_2O	0.92	2.02	2.43	2.94	2.64	3.07	1.76	2.00	1.21
K_2O	3.01	3.11	2.62	1.46	1.21	2.98	3.15	2.77	3.40
P_2O_5	0.05	0.14	0.08	0.16	0.09	0.12	0.15	0.12	0.09
$S + SO_3$	0.05	0.16	1.64	0.76	0.08	0.54	0.08	1.23	0.09
CO_2	1.44	0.94	1.32	1.45	5.05	0.82	0.88	0.85	0.40
П. п. п.	1.27	3.52	3.47	10.28	9.58	8.97	7.86	8.28	11.90
Сумма	99.50	100.16	101.23	100.85	100.43	100.64	100.50	100.13	100.52
ГМ	0.12	0.28	0.31	0.59	0.50	0.50	0.42	0.54	0.65
ФМ	0.04	0.12	0.17	0.45	0.31	0.34	0.29	0.32	0.39
АМ	0.08	0.18	0.20	0.29	0.27	0.22	0.21	0.30	0.29
ТМ	0.081	0.073	0.045	0.106	0.074	0.160	0.081	0.107	0.212
ЖМ	0.33	0.42	0.49	0.87	0.71	0.98	0.85	0.65	0.87
НКМ	0.58	0.42	0.40	0.33	0.29	0.54	0.42	0.32	0.34
ЩМ	0.30	0.60	0.90	2.00	2.20	1.00	0.60	0.70	0.40

Проведем излюбленный физиками-теоретиками «мысленный эксперимент». *Можно ли, не имея петрографической информации, сделать правильный диагноз только на основании химических анализов*? Оказывается, мы имеем трудный случай. В анализах 2 и 3 (табл. 101) значения ГМ (0.66 и 0.61) заставляют отнести породы к гидролизатам, ибо содержания MgO, к сожалению, не достигают «трехпроцентного барьера», что позволило бы нам аттестовать породы как псевдогидролизаты и тем самым с легким сердцем исключить их из числа нормально-осадочных![1] Однако и в этом трудном случае задача правильного диагноза отнюдь не безнадежна. Во-первых, пелитоморфные глинистые породы (ан. 2 и 3) гипержелезистые (ЖМ 0.65–0.76) и гипертитанистые (ТМ 0.106–0.135). Даже если бы это были нормальные гидролизаты, мы могли бы уверенно предполагать для них базитовый субстрат, что уже дает определенную «подсказку». Во-вторых, обломочные псаммитоподобные породы (ан. 1) оказываются сиферлитами (ЖМ 0.76, ГМ 0.39), притом гипертитанистыми (ТМ 0.123). Оба этих признака характерны для базитовой пирокластики.

На самом деле, трудность диагностики здесь довольно искусственная – мы вынуждены, по условиям «мысленного эксперимента», оперировать только *средними* составами, не имея в распоряжении всей первичной совокупности анализов. Нет сомнения, что, располагая несвернутой информацией, мы обнаружили бы среди индивидуальных анализов еще немало сиферлитов, а также псевдогидролизатов, т. е. пород с ГМ > 0.55 и MgO > 3 % .

Другим материалом для «мысленного эксперимента» могут служить шесть анализов, приведенных Р. А. Мандаляном,– это довольно типичные «геосинклинальные» известняки Малого Кавказа, содержащие вулканогенную примесь – либо пирокластическую, либо вулканокластическую [166]. В этих анализах бросается в глаза присутствие аномальных значений ТМ и ЖМ, что должно быть характерным для пирогенной примеси основного состава. Однако в случае карбонатных пород эти признаки сами по себе не диагностичны, так как повышенный ТМ характерен и для большинства платформенных карбонатов, а аномалии ЖМ могут объясняться присутствием нормативного или модального $FeCO_3$, что может иметь место и в нормальных осадочных породах. В данном случае более важными можно, по-видимому, считать высокие значения натровости (ЩМ до 4.3) и доминацию окисного железа над закисным. Первое указывает на присутствие плагиоклаза (или продуктов его изменения, например парагонита), а второе позволяет исключить $FeCO_3$ как фактор высокого значения ЖМ. Дополнительным свидетельством в пользу вулканизма может служить и негативная

[1] Именно в таких случаях возникает соблазн снизить «магнезиевый барьер» для псевдогидролизатов, может быть, до 2.5 % MgO. Однако наша практика показала, что ни снижение, ни повышение принятой границы псевдогидролизатов себя не оправдывает.

Таблица 101

Средний химический состав нижнетриасовых туффоидов Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции.
Составлено по данным В. Ю. Ивенсена и Г. В. Ивенсен, 1975 г. [115, с. 77]

Окислы и модули	1	2	3
	Средне- и мелкообломочные туфы и туффиты (сиферлит)	Тонкообломочные туфы и туффиты (Ti гипогидролизат)	Туфоаргиллиты (гипогидролизат)
n	11	12	19
SiO_2	61.24	49.92	52.62
TiO_2	1.48	2.25	1.88
Al_2O_3	12.00	16.65	17.61
Fe_2O_3	3.41	8.28	8.35
FeO	6.62	5.96	4.34
MnO	0.18	0.12	0.09
MgO	2.79	2.89	2.67
CaO	1.95	1.62	1.15
Na_2O	1.44	1.69	1.25
K_2O	1.27	1.69	2.22
P_2O_5	0.19	0.30	0.25
ГМ	0.39	0.67	0.61
ФМ	0.21	0.34	0.29
АМ	0.20	0.33	0.33
ТМ	0.123	0.135	0.107
ЖМ	0.76	0.76	0.66
НКМ	0.23	0.20	0.20
ЩМ	1.10	1.00	0.60

корреляция железистости и щелочности. Она может быть обусловлена антагонизмом между количествами плагиоклаза и темноцветных (амфиболов, пироксенов). Такой тип корреляции мало характерен для нормальных осадочных пород.

Специфическим типом базитовой пирокластики является *щелочно-базальтовая*, характерная, в частности, для рифтового вулканизма.

В табл. 102 и на рис. 79 обработано 13 анализов туфов и 4 – аргиллитов ордовикского вулканогенно-осадочного флиша Момского горст-антиклинория [35]. Здесь осадочные породы (аргиллиты, кластер II) очень четко отделяются от щелочно-базальтовых туфов (кластеры I, III, IV): в аргиллитах гораздо ниже общая щелочность и фемичность.

Что касается самих пирокластитов, то в них четко выделяются псаммитовые основные туфы пироксеновых трахибазальтов, которые аттестуются как псевдогидролизаты (кластер I), и более кислые туфы трахиандезитобазальтов (кластер IVa). Два других кластера туфов и туфопелитов (III, IVb) оказываются смешанными; это

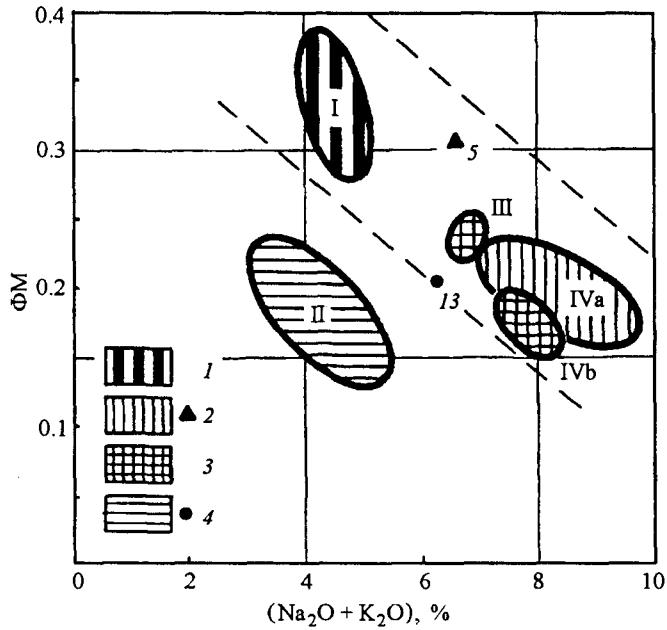


Рис. 79. Модульная диаграмма для щелочно-базитовых туфов, туфопелитов, туфоритмитов и аргиллитов ордовикской флишевой вулканогенно-осадочной формации Арга-Тасской зоны Момского горст-антиклинория. Составлено по данным М. Д. Булгаковой, 1986 г. [35, с. 119, 126].

1, *2* – туфы: пироксеновых трахибазальтов (*1*) и трахиандезитобазальтов (*2*); *3* – туфы и туфопелиты; *4* – аргиллиты.

указывает на их гетерогенность (о присутствии дополнительных разновидностей говорит и особый состав крупноалевритового туфа – обр. 5). Заметим также, что «аргиллиты» кластера II магнезиальны, они аттестуются как псевдосиаллиты. Скорее всего, в них имеется пирокластическая примесь и они должны трактоваться как туффоиды. На это же указывает и состав «аргиллита» обр. 13 (щелочной псевдосиаллит), очень близкий к полю трахиандезитобазальтовых туфов.

В работе Н. А. Лизалека приведено пять анализов необычных рифейских пород Присаянья, описанных как «туфы» и «вулканомиктовый алевролит» [156]. При этом четыре состава имеют общую щелочность 9.36–11.30 % и аттестуются как калиевые алкалиты, а один туф – как щелочной псевдосиаллит с высоким содержанием MgO. Алевролит отличается от туфов не общей, а нормированной щелочностью (НКМ 0.64 против 0.70–0.87 в туфах) и еще более резко – по пониженной железистости: ЖМ 0.18 против 0.36–0.56 в туфах. Обращает на себя внимание редкое для осадочных пород сочетание калиевости и магнезиальности, что может быть обусловлено только присутствием биотита. Этот минерал встречается и в аркозах, в частности в мезозойских терригенных толщах Западной Сибири, детально изученных Б. А. Лебедевым [153]; однако указанные породы отнюдь не являются алкалитами. *Поэтому мы должны*

Таблица 102

Химический состав пород ордовикской флишевой вулканогенно-осадочной формации Арга-Тасской зоны Момского горст-антиклинория.
Составлено по данным М. Д. Булгаковой, 1986 г. [35, с. 119, 126]

Окислы и модули	I	II	III	IVa	IVb	5	13
	Туфы псаммитовые (псевдогидролизат)	Аргиллиты (псевдосиаллит)	Туфы и туфопелиты (щелочной псевдосиаллит)	Туфы псаммитовые (алкалит)	Туфоритмиты (щелочной псевдосиаллит)	Туф крупноалевритовый	*Аргиллит*
						Щелочной псевдосиаллит	
n	3	4	2	3	3		
SiO_2	47.48	60.42	55.46	55.53	57.48	52.65	57.05
TiO_2	0.68	0.56	0.62	0.59	0.52	0.91	0.51
Al_2O_3	17.43	12.68	16.29	17.34	16.92	17.00	17.33
Fe_2O_3	3.58	1.97	3.29	2.12	2.14	4.99	3.32
FeO	6.11	3.85	4.78	4.91	4.35	5.82	4.39
MnO	0.04	0.05	0.08	0.01	0.08	0.00	0.07
MgO	5.88	5.44	5.00	3.83	3.45	5.31	4.05
CaO	8.83	3.35	2.82	2.23	2.99	1.54	1.79
Na_2O	3.38	1.10	4.76	6.03	5.16	5.50	0.82
K_2O	1.09	3.05	2.01	2.43	2.70	1.10	5.47
H_2O^+	3.15	3.04	3.61	3.10	2.81	4.47	4.79
P_2O_5	0.25	0.14	0.23	0.31	0.23	0.43	0.16
П. п. п.	1.58	4.05	1.16	0.80	1.30	0.25	0.18
Сумма	99.48	99.70	100.11	99.23	100.13	99.97	99.93
ГМ	0.59	0.32	0.46	0.45	0.42	0.55	0.45
ФМ	0.33	0.19	0.24	0.20	0.17	0.31	0.21
АМ	0.37	0.21	0.29	0.31	0.29	0.32	0.30
ТМ	0.039	0.044	0.038	0.034	0.031	0.054	0.029
ЖМ	0.54	0.44	0.48	0.39	0.38	0.60	0.44
НКМ	0.26	0.33	0.42	0.49	0.47	0.39	0.36
ЩМ	3.10	0.40	2.40	2.50	1.90	5.00	0.10

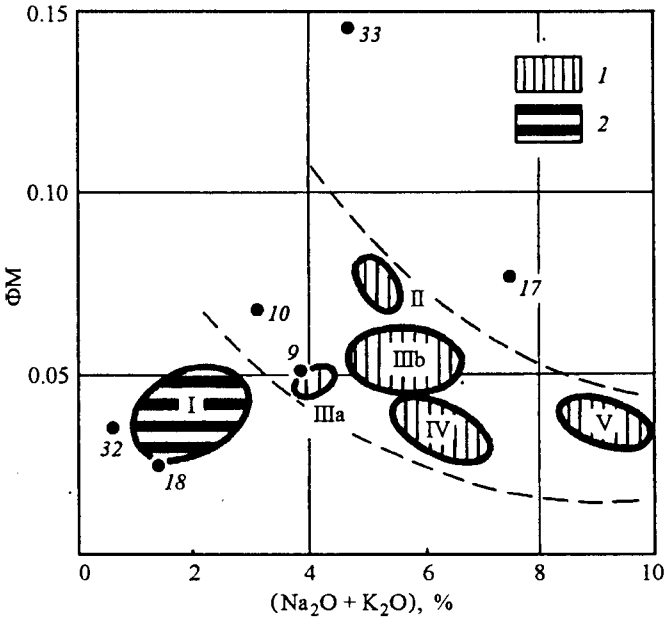


Рис. 80. Модульная диаграмма для олигоценовых кислых туфов (*1*) и туффитов ? (*2*) Украинских Карпат. Составлено по данным Л. Г. Ткачука и др., 1977 г. [210, с. 28–29].

квалифицировать данные рифейские туфы как дериваты каких-то щелочных базальтоидов, а не как кислые туфы. Эта догадка как будто подкрепляется нормальной титанистостью пород (ТМ 0.042–0.055), тогда как для риолитовых или трахириолитовых туфов характерна резко пониженная титанистость, как правило, меньше – 0.020, а нередко ниже даже 0.005 [315].

Кислые и средние туффоиды. Главными диагностическими признаками этих пород следует считать повышенную общую и нормированную щелочность и пониженную титанистость. Так, неогеновые липарито-дацитовые туфы Закавказья [201] отличаются высокой общей щелочностью (6.76–7.42 %) и низкой титанистостью (ТМ 0.022–0.028). Несмотря на малую дисперсию составов, все же прослеживаются характерная для петрогенных пород позитивная корреляция ТМ–ЖМ и некоторая тенденция негативной корреляции НКМ–ГМ. Знаменитые нижнеордовикские граптолитовые сланцы Прибалтики содержат ортоклаз в алевритовой фракции; оказалось, что эти хорошо изученные высококалиевые породы – не что иное, как кислые туффоиды [300, с. 83].

Состав олигоценовых туфов и туффитов Украинских Карпат [210] имеет две отчетливые особенности (табл. 103, рис. 80).

1. Повышенная щелочность, как общая, так и нормированная. Из 35 анализов 2 оказались алкалитами (кластер V) и 15 – щелочными

Таблица 103

Химический состав олигоценовых кислых туфов и туффитов Украинских Карпат. Составлено по данным Л. Г. Ткачука и др., 1977 г. [210, с. 28—29]

Окислы и модули	I	II	IIIa	IIIb	IV	V	9	10	17	18	32	33
	Нормосилит	Щелочной миосилит	Миосилит	Щелочной миосилит		Алкалит	Миосилит	Углеродистый миосилит	Щелочной миосилит	Углеродистый нормосилит	Нормосиаллит	
n	11	2	2	7	5	2						
SiO_2	75.15	63.65	71.77	68.17	71.44	69.06	73.62	67.70	62.80	77.50	77.40	57.63
TiO_2	0.39	0.36	0.22	0.29	0.21	0.16	0.49	0.39	0.27	0.28	0.35	0.92
Al_2O_3	9.12	13.43	11.26	12.90	12.57	12.38	11.45	9.42	13.61	7.46	7.40	18.07
Fe_2O_3	1.55	1.54	1.82	1.57	1.14	1.04	2.19	3.28	2.04	0.47	1.74	1.73
FeO	0.84	1.86	0.58	1.27	0.63	1.03	0.77	0.72	1.19	0.87	0.36	4.92
MnO	0.00	0.04	0.02	0.03	0.02	0.08	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.06
MgO	0.67	1.43	1.11	1.03	0.64	0.45	0.84	0.64	1.67	0.66	0.72	1.72
CaO	0.57	2.13	1.52	1.48	1.15	1.97	0.62	0.53	2.14	0.42	0.44	0.85
Na_2O	0.23	1.15	1.67	2.27	2.94	4.14	0.25	0.26	1.48	0.25	0.21	1.35
K_2O	1.69	4.05	2.39	3.48	3.42	5.05	3.64	2.90	6.05	1.18	0.43	3.37
P_2O_5	0.11	0.06	0.03	0.03	0.02	0.05	0.08	0.07	0.07	0.12	0.06	0.10
S	0.36	0.54	0.00	0.24	0.03	0.12	0.37	0.60	0.37	0.15	0.16	2.56
H_2O^-	3.08	3.36	2.87	2.51	1.67	1.72	2.35	3.10	4.86	1.74	2.79	1.49
П.п.п.	6.72	6.82	4.76	5.24	4.46	2.97	3.16	11.16	3.93	9.43	7.49	5.86
Сумма	100.48	100.42	100.02	100.51	100.34	100.22	99.83	100.77	100.54	100.55	99.56	100.63
ГМ	0.16	0.27	0.19	0.24	0.20	0.21	0.20	0.20	0.27	0.12	0.13	0.45
ФМ	0.04	0.08	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.07	0.08	0.03	0.04	0.15
АМ	0.12	0.21	0.16	0.19	0.18	0.18	0.16	0.14	0.22	0.10	0.10	0.31
ТМ	0.043	0.027	0.020	0.022	0.017	0.013	0.043	0.041	0.020	0.038	0.047	0.051
ЖМ	0.25	0.25	0.21	0.22	0.14	0.17	0.25	0.41	0.24	0.18	0.27	0.35
НКМ	0.21	0.39	0.36	0.45	0.51	0.74	0.34	0.34	0.55	0.19	0.09	0.26
ЩМ	0.10	0.30	0.70	0.70	0.90	0.80	0.10	0.10	0.20	0.20	0.50	0.40

силитами (кластеры II, IIIb, IV); по величине НКМ 10 составов аттестуются как суперщелочные и 7 – как гиперщелочные.

2. Пониженная титанистость: из 35 анализов 20 гипотитанистых, прочие нормотитанистые. Между тем 32 анализа отвечают силитам (и только один – сиаллиту), каковыми могут быть, в частности, песчаники или алевролиты. Однако для терригенных обломочных пород характерны либо нормальная, либо несколько повышенная титанистость (последняя – для кварцевых песчаников и ряда граувакк). Кроме того, отметим характерные корреляции: позитивные (ФМ, ЖМ)–ТМ и негативную (НКМ, сумма щелочей) – ФМ. Такие корреляции обычно присущи петрогенным, а не литогенным породам. Всей этой литохимической информации вполне достаточно, чтобы даже при полном отсутствии петрографических данных заключить, что в породах имеется значительная примесь кислой пирокластики.

Хотя в первоисточнике нет дополнительной информации, можно предполагать, что наиболее титанистые и наименее щелочные составы (кластер I) отвечают туффитам.

Среди красноцветов и сероцветов D_3–C_1 в районе Кемпендяйских дислокаций на западе Вилюйской впадины были описаны необычные кремнеподобные породы. По величине ГМ это миосилиты (0.20–0.25), которые могут отвечать, например, алевролитам или аркозовым песчаникам. Однако эти породы гипотитанистые, что не характерно даже для аркозов (ТМ всего 0.015–0.020), и, кроме того, – гипожелезистые, причем ЖМ очень низок: в трех пробах из четырех всего 0.07–0.09. Очень низка и фемичность: ФМ всего 0.02–0.05. В двух пробах много щелочей (5.8–6.4 %), причем породы супернатровые (ЩМ 3.4–4.3). В совокупности все это позволяет определить породы как кислые туфы, что имеет в данном случае независимое литологическое подтверждение [273].

Согласно описаниям В. М. Гранника, в верхнемеловых отложениях Сахалина присутствуют три литотипа туффитов: кремнистые, глинистые и кремнисто-глинистые [86]. Все они отличаются очень низкой титанистостью (ТМ 0.007–0.009), что указывает на кислый состав пирокластики. Заметим также, что первые два литотипа не имеют литохимических различий и соответствуют одному хемотипу – гиперщелочным миосилитам (ГМ 0.19, НКМ 0.51).

В рифее Игарского района наряду с базитовыми туфами, диагноз которых не представляет трудности (магнезиальность, железистость, титанистость), описаны также любопытные породы, названные «парасланцами». Эти породы макроскопически темно-серые или даже черные; среди них выделяют разновидности «кварцитовые, кварцито-серицитовые и серицито-кварцитовые», отмечается обилие пирита и лейкоксена [77]. Однако анализы показывают, что это отнюдь не рядовые метапелитоиды или метаалевролиты, как следует из петрографического описания, это *алкалиты* с величиной общей щелочности 9.4 %. Породы гиперщелочные (НКМ 0.57–0.58), так что очевидно присутствие в них значительного количества

полевых шпатов (или Na-K-цеолитов), пропущенных при микроскопическом изучении. Итак, почти несомненно, что мы имеем дело с кислыми метатуффоидами, что существенно дополняет характеристику эксплозивного вулканизма этого района.

7.7. Трудные случаи диагностики (несколько примеров)

Выше приводились разнообразные примеры диагностики пирогенной примеси, которые можно считать относительно простыми. Действительно, мы либо располагали убедительной литологической информацией, подтверждающей туффоидную природу проанализированных пород, либо имели яркие, неопровержимые литохимические улики – достаточные для правильного диагноза даже при полном отсутствии литологических данных.

Однако бывают ситуации, когда литологическая информация фрагментарна и амбивалентна, а петрохимические данные допускают различную трактовку. В таких случаях остается место для сомнений, вследствие чего диагноз приобретает вероятностный характер. Например, обработка приведенных А. В. Сочавой и др. [72] *средних* составов некоторых железистых терригенных пород, а также доказанных туфов и туффитов венда Русской платформы показала, что состав туффитов ярышевской свиты не несет четких петрохимических признаков. Это не позволяет без дополнительной информации «заподозрить» наличие в породах пирокластической примеси.

Бывает и так, что сделанное геологом определение пород как туфов вовсе не подтверждается литохимическими показателями. Например, в северном обрамлении Челябинского гранодиоритового массива Е. А. Белгородским и Э. В. Шалагиновым описаны стратифицированные отложения так называемой долгодеревенской толщи (предположительно верхний ордовик). Породы определены как кислые туфы псаммитовой, алевропсаммитовой и даже гравийно-псаммитовой структуры [14]. Однако такой диагноз вызывает серьезные сомнения.

Во-первых, три анализа из четырех содержат всего лишь 1.54–2.68 % щелочей и в двух из них содержание SiO_2 превосходит 80 %. Щелочей слишком мало, а кремнезема много для кислых туфов (допущению же о *кремнистых* туфах противоречит их обломочная структура). Во-вторых, в двух анализах величина ТМ составляет 0.046 и 0.094; эти цифры необычно велики для кислых туфов, будучи вполне нормальными для субаркозовых и кварцевых песчаников.

Кажется более правдоподобным, что долгодеревенская толща сложена кислыми аркозами и субаркозами. Во всяком случае, если нанести точки составов пород долгодеревенской толщи на модульную диаграмму ($Na_2O + K_2O$)–ФМ, использованную нами для различения метааркозов и метариолитов на Приполярном Урале [315], то все они окажутся в поле метааркозов.

Туфы, описанные Г. Н. Бровковым [28] в девоне и карбоне Тувы, аттестуются как щелочные силиты, причем девонские менее, а

карбоновые более кислые – соответственно мио- и нормосилиты. В целом последние и более щелочные – в одном анализе сумма щелочей превышает границу алкалитов. Для девонских туфов характерны процессы альбитизации, адуляризации, иногда также карбонатизации. В карбоновых туфах отмечают гидрослюдизацию, окремнение и появление анальцима. Широкое развитие аллохимических процессов обусловливает «рыхлость» кластеров и далекий разброс точек на модульных диаграммах. При этом отмечается позитивная корреляция ГМ с щелочами при отсутствии таковой с НКМ, что также может служить доводом в пользу аллохимической глинизации туфов. И все же, несмотря на ряд диагностических признаков, приходится признать, что *породы с относительно невысокой общей щелочностью* при отсутствии дополнительной информации вряд ли можно отличить от аркозов.

Обобщая эти и другие случаи, можно сделать вывод, что наибольшие трудности диагностики возникают в трех случаях.

1. ***Пирокластика имеет андезитовый состав.*** Такой материал в отличие от базальтового может не показывать повышенных титанистости и железистости, а в отличие от риолитового – не иметь и повышенной щелочности! Некоторой подсказкой может послужить лишь повышенное содержание некарбонатного (плагиоклазового) CaO.

2. ***Пирокластика захоронялется в граувакковых флишевых толщах.*** Последние мало отличаются от тефры по своему химическому составу (например, песчаники представлены вулканокластическими граувакками).

3. ***Пирокластика подверглась сильному аллохимическому изменению, но исходные (или малоизмененные) туфы не сохранились.***

Приведем еще несколько примеров с разной степенью успешности диагноза.

В табл. 104 и на рис. 81 обработано 19 анализов нижнемеловых песчаников из глубокой скважины Берге-1 (Якутия), вскрытых на глубинах от 1459 до 2190 м. Состав этих пород очень однообразен: все они аттестуются как щелочные миосилиты, несмотря на существенную дисперсию содержаний кремнезема – от 57.3 до 70.8 %. Дело в том, что колебания содержаний SiO_2 вызываются присутствием в таких породах существенной примеси карбоната (до 20–22 % в кластере I и до 27 % в обр. 4).

Высокая общая щелочность (по кластерам до 7.3 %, а по отдельным образцам до 7.95 %, т. е. до границы алкалитов) и гиперщелочной состав (НКМ в среднем 0.48–0.54, а по отдельным образцам до 0.58), а также позитивная корреляция на графике ТМ–ЖМ (рис. 81) может означать, что мы имеем дело либо с петрогенными аркозами типа first cycle, либо – с пирогенной примесью в терригенных породах. Обращает на себя внимание очень низкая титанистость: за исключением кластера V, ТМ в среднем не превышает 0.029, а в кластерах I и II составляет всего

Таблица 104

Химический состав нижнемеловых песчаников Предверхоянского прогиба. Составлено по данным Г. В. Ивенсен, 1991 г. [114, с. 22—23]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	4	8
	Карбонатный щелочной миосилит	Щелочной миосилит				Карбонатный щелочной миосилит	Щелочной миосилит
n	2	5	4	4	2		
SiO_2	58.04	70.92	70.37	68.27	68.19	52.25	69.15
TiO_2	0.14	0.20	0.33	0.43	0.62	0.34	0.28
Al_2O_3	11.19	14.61	14.58	14.77	14.34	10.60	15.00
Fe_2O_3	—	0.12	0.68	0.89	0.76	0.70	1.14
FeO	1.22	1.52	1.47	2.08	2.87	0.72	1.29
MnO	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.17	0.04
MgO	0.57	0.79	0.87	1.15	1.10	1.08	1.14
CaO	13.20	2.05	2.23	2.53	2.69	16.50	2.49
Na_2O	3.80	4.38	4.61	4.52	4.68	3.36	4.38
K_2O	2.23	2.86	2.67	2.62	2.63	2.09	2.40
P_2O_5	0.04	0.06	0.09	0.14	0.15	0.11	0.08
П. п. п.	9.41	2.29	2.09	2.60	2.27	11.88	2.44
Сумма	99.87	99.83	100.03	100.05	100.36	99.80	99.83
ГМ	0.22	0.23	0.24	0.27	0.27	0.24	0.26
ФМ	0.03	0.03	0.04	0.06	0.07	0.05	0.05
АМ	0.19	0.21	0.21	0.22	0.21	0.20	0.22
ТМ	0.013	0.014	0.022	0.029	0.043	0.032	0.019
ЖМ	0.11	0.11	0.15	0.20	0.25	0.15	0.16
НКМ	0.54	0.50	0.50	0.48	0.51	0.51	0.45
ЩМ	1.70	1.50	1.70	1.70	1.80	1.60	1.80

лишь 0.013–0.014. Это позволяет думать, что данные песчаники вполне могут быть и кислыми туффоидами.

Якутская исследовательница Г. В. Ивенсен, располагая петрографическими данными, пришла к однозначному выводу о том, что в меловое время в бассейн седиментации поступала именно *пирокластика* кислого (близкого к дацитам) состава [114]. Однако справдливости ради необходимо признать, что на основании только химических анализов решение альтернативы – петрогенные аркозы или туффоиды – в данном случае невозможно. ***Причина неясности диагноза заключается как раз в том, что пирогенный материал был не столько риолитовым, сколько гораздо менее выразительным – дацитовым.***

Задолго до исследований Г. В. Ивенсен в Лено-Вилюйской провинции А. Е. Киселев описал два типа туфов: аквагенные и пепло-

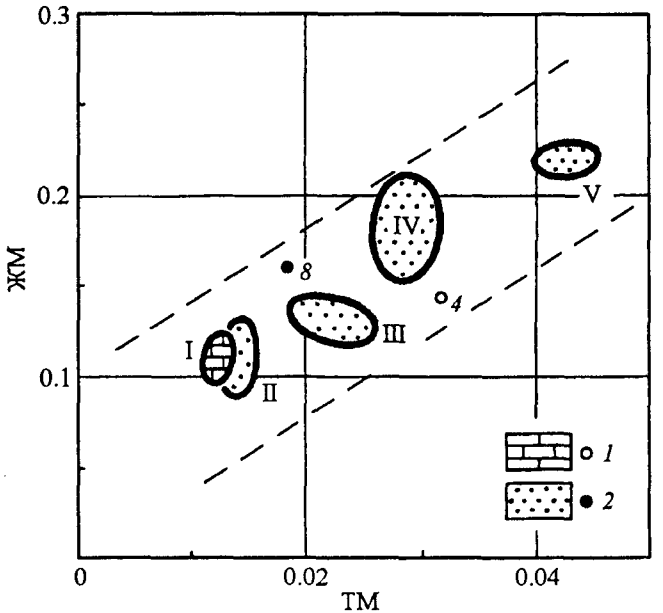


Рис. 81. Модульная диаграмма для нижнемеловых песчаников эксеняхской свиты из скв. Берге-1, Предверхоянский прогиб. Составлено по данным Г. В. Ивенсен, 1991 г. [114, с. 22–23].

1, *2* – щелочные миосилиты: карбонатные (*1*) и бескарбонатные (*2*).

вые. Аквагенные туфы образовались при подводных извержениях в области седиментации *«в период формирования миогеосинклинальных формаций»* (T_3 –J_1), тогда как пепловые, *«связанные с вулканическими выбросами в питающей провинции»*, – позже, *в «эпоху осадконакопления формации краевого прогиба* (J_3 –K_1)» [133, с. 95]. Как видно из табл. 105, описанные туфы имеют отчетливые литохимические различия: первые (кластеры Ia, Ib) суть высокожелезистые псевдогидролизаты и гидролизаты (очевидно, уже утратившие часть магния) с высокой титанистостью (ЖМ 0.94–1.71; ТМ 0.080–0.192), тогда как вторые (кластер II) – нормосиаллиты, в том числе щелочные. Если диагностика первых тривиальна (вполне очевидно, что это дериваты базитов), то диагностика вторых заметно сложнее. Все же и здесь диагностичны два признака: невысокие содержания SiO_2, характерные для пелитоидов (60 ± 2 %), находятся в противоречии с высокой натровостью пород (ЩМ 1.25–2.74), а титанистость «подозрительно» занижена для нормосиаллитов (ТМ 0.021–0.027). Такие характеристики могли бы отвечать натриевым монтмориллонитовым глинам – продуктам перерождения дацитовой пирокластики.

К числу трудных для диагностики надо отнести и *миоценовые* туфы Предкарпатья [210]. В отобранных нами 32 анализах (отбракованы 10 анализов с плохими суммами) два аттестуются как карбонатолиты («туфопесчаники с известковым цементом»), а про-

Таблица 105

Средний химический состав аквагенных и пепловых туфов Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции. Составлено по данным А.Е.Киселева, 1970 г. [133, с. 90—95]

Окислы и модули	Ia	Ib	II
	Аквагенные туфы		Пепловые туфы (нормосиаллит)
	Ti гипогидролизат	Карбонатный псевдогидролизат	
n	2	2	2
SiO_2	46.49	43.31	60.63
TiO_2	2.05	1.42	0.44
Al_2O_3	14.03	12.35	18.10
Fe_2O_3	10.56	4.91	3.26
FeO	9.57	8.41	0.72
MnO	0.11	0.44	0.12
MgO	2.96	3.44	1.00
CaO	1.22	10.26	3.15
Na_2O	1.11	1.25	2.53
K_2O	1.42	1.05	1.22
P_2O_5	0.21	0.32	0.14
SO_3	0.07	0.29	0.07
H_2O	3.98	2.13	3.80
П. п. п.	5.84	10.17	6.81
Сумма	99.58	99.71	101.96
ГМ	0.78	0.64	0.37
ФМ	0.50	0.39	0.08
АМ	0.30	0.29	0.30
ТМ	0.146	0.115	0.024
ЖМ	1.26	1.00	0.22
НКМ	0.18	0.19	0.21
ЩМ	0.80	1.20	2.10

чие именуются Л. Г. Ткачуком и коллегами как «туфы» (с указанием цвета), «вулканическое стекло» и «бентонитизированные туфы». В отличие от карпатских *олигоценовых* туффоидов, данные породы имеют гораздо менее отчетливые диагностические признаки. Поля на модульных диаграммах сильно размыты, что может означать и большой разброс составов исходной пирокластики, и ее значительное аллохимическое изменение в литогенезе.

Например, на модульной диаграмме НКМ–ФМ выделяется семь кластеров и десять индивидуальных составов; невысокая степень свертки информации (32/(7 + + 10) = 1.88) подчеркивает изменчивость состава пород. Щелочных составов (супер- и гиперщелочных силитов, реже сиаллитов) здесь гораздо меньше, чем в олигоцене – всего 7 из 32. Состав с экстремальным ТМ = 0.184 – это андезитовый туф, который, как отмечают украинские геологи, встречен в виде исключения среди доминирующих риолитовых и риолит-дацитовых туфов [210, с. 33].

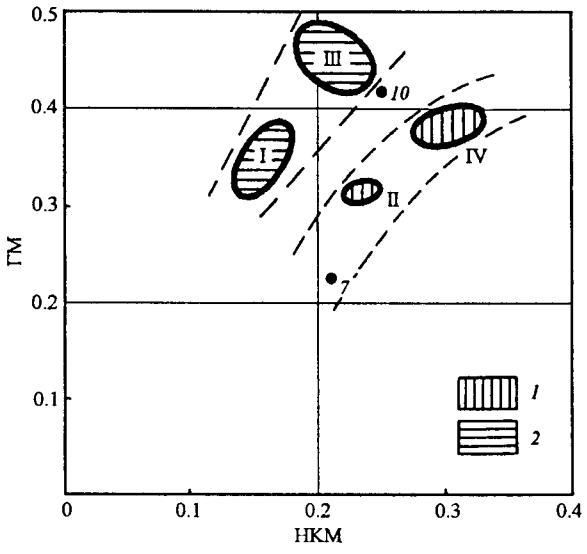


Рис. 82. Модульная диаграмма для юрских (один анализ – триасовых) аспидных сланцев Большого Кавказа, интерпретируемых как первично монтмориллонитовые. Составлено по данным И. В. Кирилловой, 1966 г. [134, с. 87].

1, *2* – две предполагаемые совокупности.

Тем не менее и в этой трудной ситуации (относительно невысокое содержание щелочей, больше характерное для аркозов, нежели для кислых туфов) все же имеются достаточно информативные литохимические признаки. Во-первых, это низкая титанистость: 30 из 32 составов аттестуются как гипотитанистые, причем в 12 из них ТМ меньше 0.010. Правда, такую титанистость могли бы иметь силициты или ультракварцевые (стекольные) песчаники, но в таких породах должно быть гораздо больше SiO_2, не ниже 85–90 %. Во-вторых, это наличие характерных «эндогенных» корреляций: позитивной между ТМ и ЖМ и негативной – между ФМ и НКМ.

Трудной может оказаться и генетическая диагностика бентонитов. Например, среди щелочных палеоценовых бентонитов из района Нальчика можно выделить два кластера-хемотипа: гипертитанистые псевдомиосилиты и более гидролизатные, нормотитанистые нормосиаллиты (ГМ 0.43). Очевидно, в последних больше примесей гидрослюды и, возможно, каолинита [231, с. 150]. Не имея ярких диагностичных признаков, эта разновидность бентонитов оказывается хорошо «закамуфлированной». Впрочем, и здесь имеется подсказка – в выборке присутствуют аномальные составы – с минимальными ГМ либо с максимальными величинами ТМ и содержаниями MgO. Очевидно, что они отвечают либо сильноокремненным бентонитам, либо, наоборот, наиболее чистым монтмориллонитовым глинам. Такие составы нельзя спутать ни с какой нормально-осадочной породой.

Таблица 106

Химический состав аспидных сланцев Большого Кавказа. Составлено по данным И. В. Кирилловой, 1966 г. [134, с. 87]

Окислы и модули	I	II	III	IV	7	10
	Нормосиаллит	Гипосиаллит	Нормосиаллит	Щелочной нормосиаллит	Миосилит	Нормосиаллит
n	2	2	6	2		
SiO_2	66.91	67.06	60.47	62.70	73.90	62.42
TiO_2	0.77	0.59	0.83	0.72	0.33	0.54
Al_2O_3	16.05	13.89	19.50	18.51	10.55	17.17
Fe_2O_3	7.00	7.07	6.97	5.03	2.17	8.59
FeO	—	—	—	—	4.09	—
MnO	0.05	0.07	0.06	0.09	0.12	0.09
MgO	1.96	1.85	1.82	1.64	1.00	1.86
CaO	0.94	1.82	1.17	1.52	2.32	0.94
Na_2O	1.06	1.38	1.28	2.38	1.67	1.52
K_2O	1.49	1.86	2.86	3.24	0.58	2.80
H_2O	0.41	0.29	0.35	0.37	0.20	0.63
P_2O_5	0.16	0.13	0.17	0.20	0.09	0.17
П. п. п.	3.49	4.19	4.35	2.47	3.12	3.60
Сумма	100.29	100.20	99.83	98.87	100.14	100.33
ГМ	0.36	0.32	0.45	0.39	0.23	0.42
ФМ	0.13	0.13	0.15	0.11	0.10	0.17
АМ	0.24	0.21	0.32	0.30	0.14	0.28
ТМ	0.048	0.042	0.043	0.039	0.031	0.031
ЖМ	0.42	0.49	0.35	0.27	0.59	0.49
НКМ	0.16	0.23	0.21	0.30	0.21	0.25
ЩМ	0.70	0.70	0.40	0.70	2.90	0.50

Как известно, важнейшим процессом катагенетического изменения глинистых толщ является превращение монтмориллонита в гидрослюду (например, [153]). Это означает, что при погружении пород типа бентонитов на глубину 1–3 км они могут полностью трансформироваться, что сильно затруднит генетическую диагностику. Хорошим примером являются юрские «аспидные сланцы» Кавказа. Нанеся составы глинистых пород известного минерального состава на диаграмму SiO_2–R_2O_3 (которой по смыслу может соответствовать любая модульная диаграмма с ГМ), И. В. Кириллова пришла к убеждению, что кавказские «аспидные сланцы» первоначально были монтмориллонитовыми глинами; более того, они были вулканогенно-осадочными образованиями: «*Глины, за счет которых образовались аспидные сланцы, составляющие существенную часть нижней терригенной формации.., не так уж нуждаются в сносе материала с суши. Средний и основной вулканизм может*

вполне обеспечить формирование их на значительных территориях». По мнению И. В. Кирилловой, *«возможность чисто терригенного происхождения толщи при значительном развитии вулканизма вызывает большие сомнения»* [134, с. 92].

Диагноз И. В. Кирилловой кажется правдоподобным в свете данных Ю. О. Гаврилова [60], Т. М. Гурешидзе и сотр. [88] о присутствии в аспидных сланцах Большого Кавказа *кремнисто-шамозитовых конкреций.* После того как совершенно аналогичные конкреции были описаны нами в отложениях D_2 и P_1 Лемвинской зоны Севера Урала [98, 296], стало ясным, что они суть признак «камуфлированной пирокластики», по выражению А. Г. Коссовской [143]. Обработка 14 анализов аспидных сланцев (табл. 106) показывает, что в их число попал один миосилит (обр.7: видимо, алевролит). Прочие аттестуются как гипо-, нормо- и суперсиаллиты с высокой натровостью (кластеры I–III), что как раз и может быть отличительным признаком былых монтмориллонитовых глин, даже если ныне монтмориллонит не сохранился. При этом значения ТМ аспидных сланцев не позволяют считать их продуктом основного вулканизма, а только среднего – андезитового.

Кроме того, модульная диаграмма (рис. 82) указывает на неоднородность совокупности аспидных сланцев, которая явно распадается на две части: кластеры I, III и кластеры II, IV плюс обр. 7. Такая картина допускает два варианта нетривиальной интерпретации. Либо мы имеем два типа исходной пирокластики соответственно этим двум группам, либо же породы первой группы являются продуктами аллохимического изменения (глинизации) пород второй группы по схеме кластер II → кластер I и кластер IV → кластер III. В этом процессе разрушаются полевые шпаты (соответственно убывает НКМ) и нарастает содержание глинистого вещества (наряду с убыванием НКМ растет ГМ).

7.8. Диагностика вулканогенного материала в докембрийских метаморфических толщах

Попытки качественного распознавания туфогенных пород среди метаморфитов предпринимались неоднократно; наиболее известны методики А. Н. Неелова и А. А. Предовского, подробно разбиравшиеся нами во Введении. Из других работ заслуживает внимания опыт применения *метода дискриминантных функций.*

Г. С. Куртов, изучавший метаморфиты протерозойской буронской свиты в Северной Осетии, использовал модифицированный метод Ниггли, приведя к 100 % сумму Al_2O_3, Fe_2O_3(общ.), MgO, CaO, Na_2O и K_2O, без пересчета содержаний на молекулярные количества. С использованием ряда обучающих выборок им были вычислены уравнения дискриминантных функций для изверженных пород кислого, среднего и основного состава. В эти уравнения компоненты входят со знаками плюс или минус и с различными коэффициентами. Величина $D > 0$ относит анализ к туфам, а $D < 0$ – к изверженным породам. Ошибка классификации составляет 30 %.

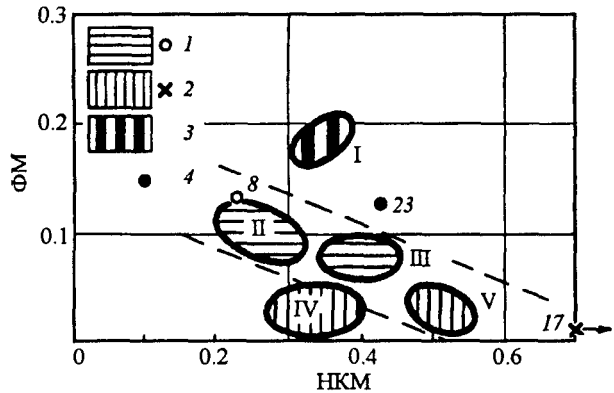


Рис. 83. Модульная диаграмма для метаморфических пород буронской свиты протерозоя Северного Кавказа. Составлено по данным Г. С. Куртова, 1980 г. [152, с. 146–147].

Породы: *1* – метаосадочные, *2* – кислые метатуфы, *3* – основные метатуфы, *4* – метатуф среднего состава (?).

Основываясь на своей методике, Г. С. Куртов реконструировал первичный дометаморфический состав буронской свиты и пришел к нетривиальному выводу: «*Распознавание первичной природы по химическому составу показывает, что эта толща является туфогенно-осадочной. За исключением метаморфизованных жил диабазов и туфов, магматических пород в составе буронской свиты не обнаружено*» [152, с. 150]. Общий итог диагностики: из 23 анализов 14 отнесены к осадочным породам, 8 – к кислым и один – к средним туфам.

Мы проверили этот диагноз с помощью модульных диаграмм (табл. 107, рис. 83). Априори можно думать, что наш диагноз не должен полностью совпасть с диагнозом автора. Во-первых, в модулях ГМ и ФМ имеется SiO_2 – величина, не использованная Г. С. Куртовым. Во-вторых, им не учитывается содержание TiO_2 (ТМ). В-третьих, в наших модулях, наоборот, не используется величина CaO.

Наиболее подходящей для кластеризации оказалась модульная диаграмма НКМ–ФМ, на которой выделяются 5 кластеров и 3 отдельных состава.

Кластер I включает два анализа «осадочных пород». Однако они аттестуются как магнезиальные породы – щелочные нормотитанистые псевдосиаллиты. Можно думать, что это базитовые туффоиды, например андезитовые. Кластер II включает семь анализов «осадочных пород». Они аттестуются как гипосиаллиты и вероятнее всего являются кварц-полевошпатовыми метаалевролитами. Кластер III включает три анализа «осадочных пород», которые аттестуются как щелочные миосилиты. Возможно, это слюдистые метаалевролиты, хотя доминация K над Na, величина НКМ, близкая к нижней границе суперщелочных сиаллитов, и низкая титанистость могут свидетельствовать о том, что это кислые туффоиды. Кластер IV включает 5 анализов «туфов кислого состава». Они аттестуются как гипотитанистые миосилиты и в отличие от пород в кластере III – более натровые. Кластер V объединяет 3 анализа «туфов кислого состава»: это щелочные гипотитанистые нормосилиты с высоким НКМ (0.52), свидетельствующим об обилии полевых шпатов. Они родст-

Таблица 107

Химический состав метаморфитов буронской свиты протерозоя Северного Кавказа. Составлено по данным Г. С. Куртова, 1980 г. [152, с. 146—147]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	8	17	23
	Осадочные породы			Туфы кислого состава		Осадочная порода	Туфы кислого состава	
	Щелочной псевдосиаллит	Миосилит	Щелочной миосилит	Миосилит	Щелочной нормосилит	Нормосиаллит	Алкалит	Щелочной псевдосилит
n	2	7	3	5	3			
SiO_2	58.34	69.11	72.38	75.21	78.00	63.55	76.78	67.70
TiO_2	0.81	0.51	0.25	0.12	0.09	0.70	0.16	0.52
Al_2O_3	18.89	15.17	13.00	13.67	11.87	18.97	11.21	14.01
Fe_2O_3	1.22	0.56	1.07	0.46	0.11	0.81	0.05	0.36
FeO	5.58	4.11	3.06	1.57	1.57	5.89	0.18	4.88
MnO	0.16	0.07	—	0.02	0.02	0.11	—	—
MgO	4.15	2.06	1.76	0.44	0.76	1.90	0.64	3.38
CaO	1.11	1.10	1.38	0.80	0.56	0.34	0.56	0.78
Na_2O	4.03	1.88	1.70	2.75	3.47	0.64	1.88	5.70
K_2O	2.62	2.17	3.37	1.69	2.69	3.76	6.50	0.35
П. п. п.	2.70	3.08	1.99	3.29	0.74	3.52	0.58	1.90
Сумма	99.61	99.83	99.96	100.02	99.88	100.19	98.54	99.58
ГМ	0.46	0.30	0.24	0.21	0.18	0.42	0.15	0.29
ФМ	0.19	0.10	0.08	0.03	0.03	0.14	0.01	0.13
АМ	0.32	0.22	0.18	0.18	0.15	0.30	0.15	0.21
ТМ	0.043	0.033	0.019	0.009	0.008	0.037	0.014	0.037
ЖМ	0.35	0.30	0.31	0.15	0.14	0.35	0.02	0.36
НКМ	0.35	0.27	0.39	0.32	0.52	0.23	0.75	0.43
ЩМ	1.50	0.90	0.50	1.60	1.30	0.20	0.30	16.30

венны породам кластера IV, отличаясь и большей щелочностью, и бóльшим содержанием кремнезема.

За пределами кластеров остаются нормосиаллит обр. 8 (вероятно, алевросланец) и два состава туфов (обр. 17 и 23), из которых первый – калиевый алкалит, а второй – гипернатровый псевдосилит. Не исключено, что оба состава суть метасоматиты.

Итак, использование модульных диаграмм дало результат заведомо не худший, чем с помощью дискриминантных функций: выделено 5 хемотипов вместо двух, кроме кислых туфов предполагаются и основные, среди осадочных пород выделены по меньшей мере две разновидности, получены указания на возможность аллохимического метаморфизма и т. д.

Рассмотрим теперь некоторые примеры диагностики туфогенных метаморфитов в толщах разного возраста.

Архей. В иенгрской серии катархея на Алданском щите присутствуют так называемые «основные кристаллические сланцы». Согласно диагнозу Л. Б. Белоножко и коллег, эти породы, содержащие переменные количества амфибола, пироксена, биотита и граната, представляют собой параметаморфиты: «*Совокупность... данных свидетельствует о том, что по большинству из... петрохимических и геохимических параметров изученные кристаллические сланцы иенгрской серии существенно отличаются от магматических пород габбро-базальтового ряда и сходны с глинисто-карбонатными осадочными породами*» [15, с. 137]. Однако литохимические данные (табл. 108) позволяют усомниться в таком диагнозе.

Из 9 анализов (представляющих уже *усредненные* составы) 3 аттестуются как сиферлиты, 3 – псевдогидролизаты, 2 – псевдосиаллиты и один как псевдосилит. Конечно, сама по себе высокая магнезиальность составов не диагностична – это может быть обусловлено присутствием доломита в субстрате. Однако если нетрудно представить доломитовый мергель с сиаллитовой (глинистой) или силитовой (алевритовой, песчаной) силикатной примесью, то наличие в нем *глиноземистой* примеси уже кажется необычным, не говоря уже о *железистой*. Следовательно, допуская без оговорок первично-осадочную природу основных сланцев, придется принять, что не только магний, но и железо в них было карбонатным. Такое допущение во всяком случае не бесспорно.

Кроме того, на модульных диаграммах НКМ–ФМ, ФМ–ТМ, ТМ–ЖМ видны довольно четкие корреляции, которые свойственны больше петрогенным и пирогенным, нежели другим осадочным породам. Титанистость пород также в целом повышена, четыре анализа из девяти аттестуются как гипертитанистые. Справедливости ради заметим, что повышенная титанистость карбонатных пород известна и нами не раз отмечалась [295, с.120, 130]. Но все же значения ТМ = 0.111–0.117 при содержаниях TiO_2 до 1.57 % не характерны и для любых карбонатных пород. На модульной диаграмме ФМ–ТМ можно выделить 4 кластера. В относительно низкотитанистых породах кластеров I и II можно предположить примесь андезитовой пиро- или вулканокластики, а в более титанистых породах кластеров III и IV – базальтовой.

В итоге мы склоняемся к тому, что если субстратом иенгрских «основных сланцев» и были глинисто-карбонатные породы, то последние, скорее всего, сами были продуктом эпигенеза каких-то основных или средних туффоидов (или содержали вулканокла́стическую терригенную примесь).

Низкокальциевые катархейские метаморфиты гораздо легче поддаются интерпретации. Примером могут служить изучавшиеся

Таблица 108

Химический состав основных кристаллических сланцев иенгрской серии катархея Алданского щита. Составлено по данным Л. Б. Белоножко и др., 1979 г. [15, с. 122—123]

Окислы и модули	I	II	III	IV	5
	Псевдосиаллит	Псевдогидролизат			Щелочной псевдосиаллит
n	2	2	2	2	
SiO_2	47.08	50.44	51.83	49.69	54.24
TiO_2	0.56	1.19	1.40	1.55	1.03
Al_2O_3	10.39	16.83	15.74	13.55	16.79
Fe_2O_3	2.18	2.22	2.92	4.89	2.73
FeO	3.37	8.07	10.09	7.49	6.50
MnO	0.12	0.12	0.13	0.19	0.10
MgO	14.10	6.87	6.75	9.06	4.69
CaO	18.30	7.68	6.21	8.81	7.07
Na_2O	0.93	2.96	2.40	2.59	3.76
K_2O	0.46	1.78	1.23	0.92	1.48
P_2O_5	0.08	0.27	0.17	0.15	0.24
П. п. п.	2.21	0.36	0.46	0.37	0.23
Сумма	99.78	98.79	99.33	99.23	98.86
S	—	0.13	0.19	0.20	0.16
ГМ	0.35	0.56	0.58	0.56	0.50
ФМ	0.42	0.34	0.38	0.43	0.26
АМ	0.22	0.33	0.30	0.27	0.31
ТМ	0.054	0.071	0.089	0.114	0.061
ЖМ	0.52	0.58	0.77	0.83	0.52
НКМ	0.13	0.28	0.23	0.26	0.31
ЩМ	2.00	1.70	2.00	2.80	2.50

Л. М. Реутовым гнейсы и сланцы амедичинского комплекса на Алданском щите [221], среди которых он выделил метаалевропсаммиты, метатуфоалевролит и метатуфы (табл. 109). Эти литотипы хорошо распознаются на модульной диаграмме (рис. 84), причем «метаалевропсаммиты» (кластеры Ia, Ib) образуют единую серию с «метатуфоалевролитами» (кластер II), что позволяет предполагать и в них присутствие пирогенной примеси, а «метатуфы» (кластер III) резко выделяются по высокой общей щелочности. Аномальные составы обр. 4 (гранат-биотит-полевошпат-кварцевый сланец) и обр. 14 (гранат-силлиманит-кварцевый гнейс) позволяют заподозрить в них метасоматиты.

В табл. 110 обработано 29 анализов верхнеархейских метаморфитов михайловской серии КМА [209]. Распознавание кислых метатуффоидов, а также метабазитов здесь не представляет никаких трудностей. Более проблематична диагностика субстрата сланцев,

Таблица 109

Химический состав слюдяных сланцев и гнейсов катархейского амедичинского комплекса на Алданском щите. Составлено по данным Л. М. Реутова, 1981 г. [221, с. 68–69]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	III	4	7	14
	Метаалевропсаммиты		Метатуфоалевролиты (щелочной псевдосиаллит)	Метатуфы (щелочной миосилит)	Метатуфоалевролит		Метатуф (миосилит)
	Суперсилит	Миосилит			Щелочной псевдогидролизат	Гипосиаллит	
n	2	4	5	2			
SiO_2	87.80	74.44	64.40	74.97	55.10	68.10	78.34
TiO_2	0.17	0.54	0.63	0.60	1.97	0.79	0.23
Al_2O_3	6.35	12.31	15.81	11.69	13.75	14.25	6.35
Fe_2O_3	0.18	0.44	1.19	1.50	5.87	7.25	2.99
FeO	1.40	3.67	5.93	2.23	9.36	1.44	6.07
MnO	0.01	0.05	0.10	0.04	0.33	0.01	0.24
MgO	0.35	1.59	3.05	0.05	3.89	1.88	1.62
CaO	0.13	0.86	0.84	0.08	0.58	0.44	1.56
Na_2O	0.14	1.24	1.03	1.45	0.22	0.36	0.93
K_2O	2.30	3.14	4.44	6.24	6.99	3.56	1.36
P_2O_5	0.03	0.09	0.12	—	0.21	0.11	0.04
П. п. п.	0.73	1.32	2.10	0.82	1.24	1.36	0.14
Сумма	99.59	99.69	99.64	99.66	99.51	99.55	99.87
ГМ	0.09	0.23	0.37	0.21	0.57	0.35	0.20
ФМ	0.02	0.08	0.16	0.05	0.35	0.16	0.14
АМ	0.07	0.17	0.25	0.16	0.25	0.21	0.08
ТМ	0.026	0.044	0.040	0.051	0.143	0.055	0.036
ЖМ	0.24	0.32	0.44	0.31	0.99	0.58	1.41
НКМ	0.38	0.35	0.35	0.66	0.52	0.28	0.36
ЩМ	0.10	0.40	0.20	0.20	< 0.10	0.10	0.70

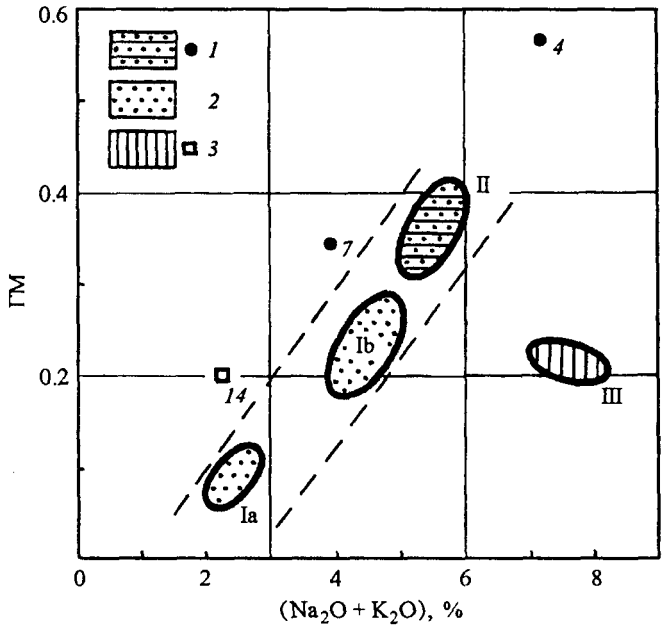


Рис. 84. Модульная диаграмма для слюдяных сланцев и гнейсов катархейского амедичинского комплекса на Алданском щите. Составлено по данным Л. М. Реутова, 1981 г. [221, с. 68–69].

1 – метатуфоалевролиты, *2* – метаалевропсаммиты, *3* – метатуфы.

обогащенных железом, а также отдельных щелочных и гидролизатных составов, которые могут быть продуктами аллохимического метаморфизма.

Отмечаем следующие соотношения литотипов с хемотипами (рис. 85).

Кварцевые метапорфиры образуют кластер I и аттестуются как гипотитанистые нормосилиты. Именно пониженная титанистость этих пород может служить указанием на их природу (метааркозы должны бы иметь более высокие значения ТМ [315]).

Метаграувакки аттестуются как нормотитанистые гипосиаллиты и образуют кластер II.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы, т. е. метабазиты, образуют кластеры IV, VI, VII и отдельные составы – обр. 1, 2, 5. Для них характерны магнезиальность (псевдогидролизаты), фемичность (ФМ до 0.48) и титанистость (ТМ до 0.166, TiO_2 до 2.20 %). Можно выделить по меньшей мере две группы метабазитов: относительно низкотитанистые (кластер IV) и высокотитанистые (кластеры VI, VII). Возможно, это разделение соответствует интрузивным и эффузивным базитам.

Железистые кристаллические сланцы представляют кластеры III, V и VIII. Эта группа гетерогенна. Одни породы (кластеры III, V) обладают невысокой титанистостью и, по-видимому, родственны железистому кварциту обр. 29, а другие (кластер VIII) – высокотитанистые, магнезиальные и явно тяготеют к метабазитам кластера VII. Они могут быть либо какими-то «рудными» дифференциатами метабазитов, либо продуктами их метасоматического изменения.

Среди отдельных составов выделяются гидролизаты и щелочные гидролизаты (обр. 17, 23), в том числе титанистые (обр. 16), и, по-видимому, родственные им алкалиты и титанистые алкалиты (обр. 14, 15). Вероятно, это продукты метамор-

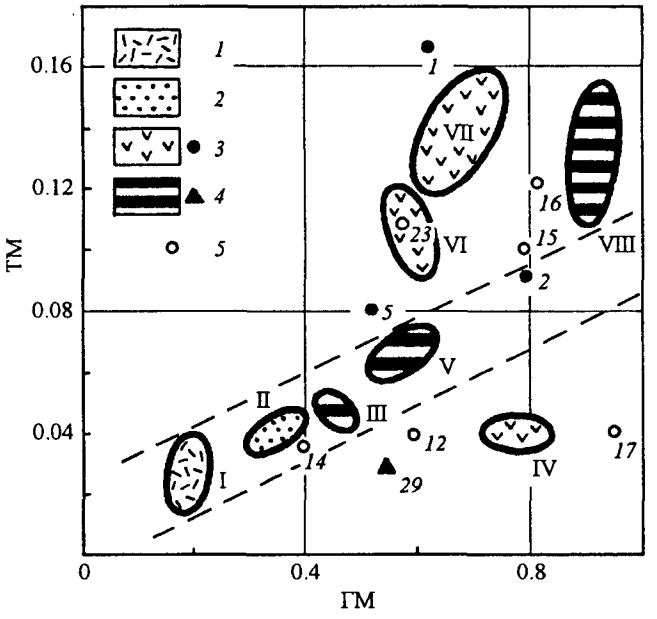


Рис. 85. Модульная диаграмма для верхнеархейских метаморфитов михайловской серии КМА. Составлено по данным В. Д. Полищука и В. И. Полищук, 1978 г. [209, с. 136–138].

1 – метапорфиры, 2 – метаграувакки (?), 3 – метабазиты, 4 – железистые породы, 5 – вероятно, апопелитовые породы.

физма кор выветривания по кислому (относительно низкотитанистые) и основному (высокотитанистые) субстратам.

Карелий. Из приведенных М. Г. Равичем [219] семи анализов таймырских зеленых сланцев карельского возраста один аттестуется как сиферлит, а прочие магнезиальные – псевдогидролизаты или псевдосиаллиты. Обработка этих данных на графике ТМ–ЖМ показывает позитивную корреляцию, а на графике ФМ–ТМ можно выделить относительно титанистые составы (два кластера) и три отдельных низкотитанистых состава с сильной дисперсией ФМ. Итак, во-первых, ясно, что мы имеем дело с метабазитами. Во-вторых, поскольку сильная дисперсия составов совершенно не свойственна нормальным магматическим сериям, можно допустить, что здесь присутствуют как метаэффузивные, так и метапирокластические породы.

Как показал наш опыт изучения вулканогенной метабазитовой толщи рифея–венда Полярного Урала (бедамельская серия), высокие значения ТМ характерны именно для пирокластитов. К такому же выводу (пользуясь иными средствами) пришел в свое время и М. Г. Равич: составы, отличавшиеся повышенным содержанием SiO_2 и сильными разбросами других показателей (например, MgO),

Таблица 110

Химический состав верхнеархейских метаморфитов михайловской серии КМА. Составлено по данным В. Д. Полищука и В. И. Полищук, 1978 г. [209, с. 136—138]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Кварцевые порфиры (нормосилит)	Гнейсы и сланцы (нормосиаллит)	Кристаллосланцы (сиферлит)	Амфиболиты (псевдогидролизат)				Кристаллосланцы (Ti псевдогидролизат)
n	3	2	2	2	2	2	4	2
SiO_2	76.38	66.77	61.98	49.04	53.07	49.71	51.88	46.73
TiO_2	0.31	0.59	0.56	0.91	0.77	1.34	1.92	2.53
Al_2O_3	11.31	14.40	11.70	13.75	18.93	12.74	14.37	19.43
Fe_2O_3	0.97	3.49	7.10	4.08	11.89	4.32	5.36	10.44
FeO	1.85	4.45	9.07	9.30	9.53	10.82	12.73	10.15
MnO	0.06	0.10	0.03	0.12	0.08	0.11	0.12	0.09
MgO	1.38	2.24	2.85	7.72	1.94	6.31	3.94	3.31
CaO	1.61	2.14	1.40	8.43	0.90	9.66	4.69	1.83
Na_2O	0.92	1.43	0.98	2.63	0.23	1.86	0.76	0.89
K_2O	3.90	2.43	2.53	1.45	1.95	0.84	1.41	2.57
P_2O_5	0.05	0.08	0.09	0.07	0.11	0.09	0.31	0.29
SO_3	0.03	0.11	0.17	0.27	0.05	0.41	0.18	0.02
П. п. п.	1.23	1.90	1.26	2.47	0.91	2.23	2.43	1.23
Сумма	100.00	100.13	99.72	100.24	100.36	100.44	100.10	99.51
ГМ	0.19	0.34	0.46	0.57	0.78	0.59	0.66	0.91
ФМ	0.05	0.15	0.31	0.43	0.44	0.43	0.42	0.51
АМ	0.15	0.22	0.19	0.28	0.36	0.26	0.28	0.42
ТМ	0.027	0.041	0.047	0.066	0.041	0.105	0.134	0.130
ЖМ	0.25	0.54	1.32	0.92	1.09	1.08	1.12	0.94
НКМ	0.43	0.27	0.30	0.30	0.11	0.21	0.15	0.18
ЩМ	0.20	0.60	0.40	1.80	0.10	2.20	0.50	0.30

Таблица 110 (*продолжение*)

Окислы и модули	1	2	5	12	14	15	16	17	23	29
	Амфиболиты			Кристалло-сланец (щелочной гипогидро-литат)	Парагнейсы			Кристаллосланцы		Железистый кварцит (псевдо-сиферлит)
	Ti псевдо-гидролизат	Псевдо-гидролизат	Псевдо-сиферлит		Алкалит	Ti алкалит	Щелочной Ti гидроли-зат	Нормо-гидролизат	Щелочной гипогидро-лизат	
SiO_2	51.40	46.58	51.92	53.16	61.93	46.75	48.08	49.32	54.49	49.48
TiO_2	2.20	1.55	1.13	0.73	0.71	2.07	2.33	0.88	1.84	0.12
Al_2O_3	13.22	16.85	14.00	18.45	19.12	20.34	19.02	21.76	16.86	4.19
Fe_2O_3	6.18	3.07	2.74	2.49	1.12	3.69	7.21	13.12	2.08	8.86
FeO	10.30	15.36	9.08	10.11	3.88	10.82	10.72	11.08	10.83	13.50
MnO	0.20	0.29	0.08	0.13	0.04	0.13	0.12	0.11	0.05	0.44
MgO	3.92	3.78	6.02	2.60	0.88	1.73	1.76	1.40	2.86	3.75
CaO	7.26	7.48	9.95	0.73	0.57	1.14	2.20	0.80	0.79	7.19
Na_2O	2.40	3.00	1.20	0.55	1.00	0.70	2.40	0.01	0.02	0.66
K_2O	0.31	0.39	0.94	5.25	8.00	8.70	3.50	0.50	6.67	0.86
P_2O_5	0.27	0.17	0.06	0.06	0.06	0.30	0.34	0.03	0.32	0.30
SO_3	0.07	0.00	0.04	0.15	0.13	0.96	0.16	0.24	—	—
П.п.п.	0.60	2.24	2.65	4.98	2.46	3.08	1.87	1.14	3.11	8.04
Сумма	98.33	100.76	99.81	99.39	99.90	100.41	99.71	100.39	99.92	97.39
ГМ	0.62	0.80	0.52	0.60	0.40	0.79	0.82	0.95	0.58	0.55
ФМ	0.40	0.48	0.34	0.29	0.09	0.35	0.41	0.52	0.29	0.53
АМ	0.26	0.36	0.27	0.35	0.31	0.44	0.40	0.44	0.31	0.08
ТМ	0.166	0.092	0.081	0.040	0.037	0.102	0.123	0.040	0.109	0.029
ЖМ	1.08	1.02	0.79	0.66	0.25	0.65	0.85	1.07	0.69	5.29
НКМ	0.20	0.20	0.15	0.31	0.47	0.46	0.31	0.02	0.40	0.36
ЩМ	7.70	7.70	1.30	0.10	0.10	0.10	0.70	< 0.10	< 0.10	0.80

он трактовал как метатуффиты и метатуфы андезито-базальтов [219, с. 134].

Среди отложений удоканской серии карелид на западе Витимо-Алданского щита обращают на себя внимание метапсаммиты верхнечиткандинской свиты чинейской подсерии, которые отличаются повышенной натровостью (в среднем 4.88 % Na_2O по 34 анализам). Это позволило А. В. Сочаве предположить, что первичные осадки образовались *«за счет переотложения кислых эффузивов натрового ряда»* [246, с. 28]. Действительно, породы аттестуются как суперщелочные, гипофемические и гипотитанистые нормосилиты. Однако этот диагноз можно усилить, если рассмотреть также и *метапелиты* данной свиты. Средние значения модулей ГМ, ФМ, ТМ и НКМ по 26 анализам получаются соответственно 0.41, 0.16, 0.043 и 0.44. Таким образом, это суперщелочные нормосиаллиты, причем их общая щелочность так высока (7.67 %), что приближается к границе алкалитов. *Очевидно, что такие полевошпатовые породы никак не могут быть обычными осадочными метапелитами и, скорее всего, являются метатуффоидами.*

В табл. 111 даны составы метаосадочных и метавулканогенных пород томингской серии на Кольском полуострове, состоящей из пяти толщ (нижняя осадочная, последующие вулканогенно-осадочные и вулканогенные) [117]. На модульной диаграмме видна широкая вариация составов, которые группируются в четкие кластеры. Вполне информативны и аномальные составы вне кластеров (рис. 86).

Кластер I – наименее однородный; отвечает гипертитанистым и гиперфемичным псевдогидролизатам. В него попадают четыре состава метаосадочных и два – метавулканических пород.[2] В данном случае такое усреднение не может вызвать возражений, ибо высокие титанистость и магнезиальность «метаосадочных» пород ясно указывает, что мы имеем дело с базитовыми метатуффоидами. В этот же кластер включен и состав с повышенной карбонатностью (в оригинале – «граувакковые метапсаммиты с карбонатной примесью», CO_2 = 7.28 %). Поблизости располагаются и составы доломитов (обр. 7, 12). Все это показывает близость пород бескарбонатных и доломитовых, что обусловлено генетической связью их с базитовым исходным материалом, богатым Ca и Mg. Кластер II отвечает нормофемическим и нормощелочным гипертитанистым псевдосиаллитам. Очевидно, что и это – метатуффоиды, но вулканогенного материала в них меньше, чем в породах кластера I. Кластер III – нормощелочные нормосилиты, среди которых имеются и сульфидизированные черные сланцы (S = 3.52 %). Очевидно, что это кремнистые и глинисто-кремнистые осадочные породы (фтаниты и др.). Кластер IV представлен метариолитами – это гиперщелочные нормосилиты. В данном случае диагностична высокая сумма щелочей (6.98 %), позволяющая отличить эти породы от схожих по составу метааркозов при отсутствии надежных петрографических признаков [315]. Кластер V представлен трахитовыми метапорфирами – это алкалиты, $Na_2O + K_2O$ = 10.47 %. Заметим, что по сравнению с метариолитами у них существенно выше глиноземистость (АМ = = 0.28 против 0.16) и фемичность (ФМ = 0.12 против 0.07). Последнее, как очевидно, есть простое следствие более низкого содержания SiO_2.

---

[2] Как здесь, так и в примерах на с. 342–344, данные для которых взяты из книги кольских геологов [117], большинство цифр представляет собой *среднее* из нескольких анализов.

Таблица 111

Средний химический состав метаморфитов томингской серии карелид на Кольском полуострове. Составлено по данным В. Г. Загородного и др., 1982 г. [117]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	7	11	12	13	16	17
	Псевдо-гидролизат	Щелочной псевдо-сиаллит	Нормо-силит	Щелочной миосилит	Алкалит	Карбонато-лит	Гипер-силит	Карбонатолит		Щелочной гипо-сиаллит	Псевдо-гидролизат
m	63	12	11	8	4	4	7	3	1	2	1
n	6	4	3	2	2						
SiO_2	49.14	58.84	79.58	72.46	60.93	19.95	96.48	8.16	29.98	66.77	42.41
TiO_2	1.84	1.37	0.39	0.48	0.27	0.03	0.05	0.24	0.58	0.56	2.35
Al_2O_3	14.50	14.77	7.93	11.34	16.80	4.02	0.27	1.62	4.04	13.18	9.34
Fe_2O_3	3.05	2.97	1.99	1.32	3.14	1.13	0.68	0.33	0.45	1.22	1.99
FeO	8.57	6.26	2.00	3.24	2.92	4.83	1.94	2.26	2.13	5.45	14.98
MnO	0.14	0.31	0.02	0.06	0.11	0.46	0.01	0.11	0.21	0.08	0.22
MgO	6.20	3.43	0.80	0.75	1.25	13.21	0.06	16.60	2.25	2.61	14.80
CaO	5.55	1.57	0.45	1.19	1.30	21.86	0.10	28.00	31.70	2.22	8.29
Na_2O	2.71	3.20	1.93	3.05	5.99	0.49	0.01	0.45	0.06	3.90	0.47
K_2O	1.29	1.96	1.50	3.93	4.48	0.74	0.02	0.26	0.95	1.90	0.17
P_2O_5	0.19	0.20	0.07	0.07	—	0.25	0.01	0.07	0.02	0.14	0.21
H_2O	4.36	3.80	1.74	1.10	1.44	1.44	0.30	0.81	2.04	1.54	4.38
CO_2	1.93	0.60	0.17	0.71	1.22	31.66	0.14	40.45	25.48	0.86	0.15
Сумма	99.47	99.28	98.57	99.70	99.85	100.07	100.07	99.36	99.89	100.43	99.76
ГМ	0.57	0.44	0.15	0.23	0.38	0.52	0.03	0.56	0.25	0.31	0.68
ФМ	0.36	0.22	0.06	0.07	0.12	0.96	0.03	2.35	0.16	0.14	0.75
АМ	0.30	0.25	0.10	0.16	0.28	0.20	0.00	0.20	0.13	0.20	0.22
ТМ	0.127	0.092	0.049	0.042	0.016	0.007	0.174	0.148	0.144	0.042	0.252
ЖМ	0.72	0.59	0.48	0.39	0.36	1.59	8.30	1.45	0.60	0.49	1.47
НКМ	0.28	0.35	0.43	0.61	0.62	0.31	0.11	0.44	0.25	0.44	0.07
ЩМ	2.10	1.60	1.30	0.80	1.30	0.70	0.50	1.70	0.10	2.10	2.80

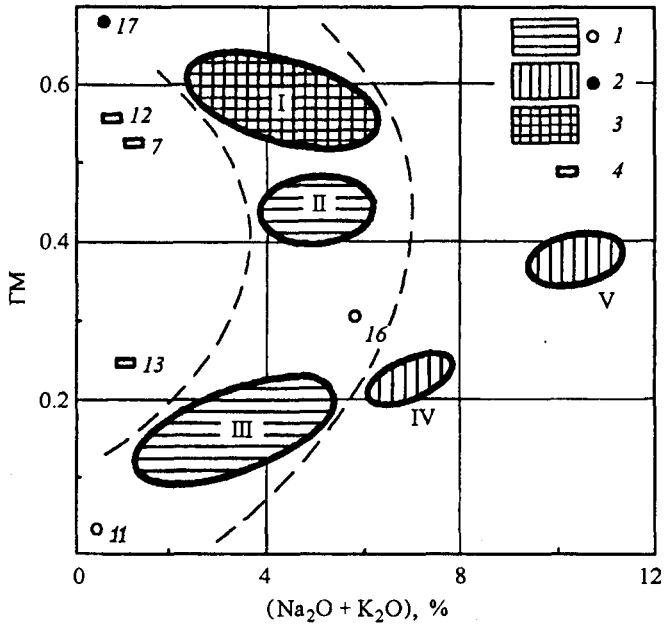


Рис. 86. Модульная диаграмма для метаморфитов томингской серии карелид на Кольском полуострове. Составлено по данным В. Г. Загородного и др., 1982 г. [117].

1 – метаосадочные породы, *2* – кислые и щелочные метавулканиты, *3* – смесь литотипов, *4* – метакарбонатные породы.

Вне кластеров оказываются породы существенно карбонатные (обр. 7, 12, 13), силициты с малой глинистой примесью (обр. 11) и высокоспецифичный гипертитанистый псевдогидролизат (обр.17) – «пикритовый метапорфирит». Обособлен на графике и состав «граувакковых метапсаммитов» обр. 16. От туффоидов кластера II они отличаются отсутствием вулканогенной примеси (поэтому они нормотитанистые и норможелезистые), а от глинистых силицитов кластера III – очевидно, меньшим содержанием кварца. Характерны для них щелочность (5.8 %) и натровость (ЩМ = = 2.05), что вполне типично для средних граувакк.

В табл. 112 и на рис. 87 даны составы метаосадочных пород стрельнинской серии карелид Кольского полуострова, в свитах (снизу вверх) пурначской, кукшинской и сейдореченской [117]. Эти данные позволяют выделить пять «литостратиграфических» кластеров (в пределах свит) и один – смешанный.

Кластер I отвечает нормощелочным гиперсилитам сейдореченской свиты. Это кварцевые метапсаммиты – кварциты. Кластер II – сейдореченские миосилиты-метаграувакки. Породы нормощелочные, гипержелезистые и гипернатровые, что в общем вполне типично для многих граувакк. Кластер III отвечает магнезиальным породам – гипернатровым и гипержелезистым псевдосиаллитам (ГМ 0.41, ЖМ 0.98, MgO 11.6 %). Это сейдореченские метатуфы. Вследствие высокой магнезиальности они оказываются и гиперфемичными (ФМ = 0.43). Кластер IV соответствует сейдореченским щелочным суперсиаллитам, которые авторами первичных материалов именуются метапелитами. Однако гипержелезистость этих пород показывает, что они могут быть и метатуффоидами. Кластер V – смешанный, в него попадают по

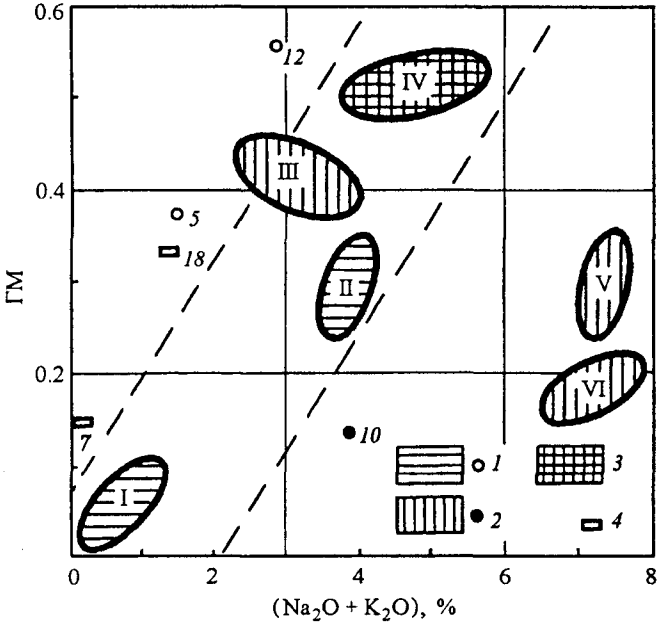


Рис. 87. Модульная диаграмма для метаморфитов стрельнинской серии карелид, Кольский полуостров. Составлено по данным В. Г. Загородного и др., 1982 г. [117].

1 – нормальные метаосадочные породы, *2* – метатуффоиды, *3* – смесь литотипов, *4* – карбонатолиты.

одному составу из каждой свиты. Тем не менее породы однотипные и в среднем аттестуются как гиперщелочные супернатровые суперсилиты с высокой общей щелочностью (7.30 %), приближающейся к границе алкалитов. Авторами материалов они трактуются как «граувакковые и субграувакковые метапсаммиты», но, скорее, это все-таки метатуффоиды альбитофиров. Кластер VI во многом похож на кластер V, но его составы заметно более кислые – это гиперщелочные нормосилиты кукшинской свиты. Версия о возможном присутствии среди них кислых метатуффоидов еще более вероятна, тем более что по крайней мере один состав из трех аттестуется самими авторами как «метатуффиты; Мончегорский район». Во всяком случае, низкая титанистость (ТМ 0.016) – признак, более свойственный кислым метатуфам, нежели «аркозовым метапсаммитам и метаалевролитам». Впрочем, полной уверенности в нашем диагнозе все же нет (см. [315]).

За пределами кластеров оказываются, во-первых, породы карбонатные (обр. 7, 18, из которых первый низкощелочной), во-вторых, – высокомагнезиальные метаграувакки кукшинской свиты (обр. 5) и, в-третьих, – «аркозовые метапсаммиты» (обр. 10), которые отличаются гораздо более низкой щелочностью, нежели породы в кластерах V и VI. Таким образом еще более укрепляется версия о существенно кислой метатуффоидной природе последних. Наконец, обособлен и аномальный состав «метапелита» (обр. 12) – это Fe-гипогидролизат (ГМ 0.56, ЖМ 0.80). Можно предположить, что это метаморфизованный продукт древней коры выветривания.

Таким образом, материалы по карелидам Кольского полуострова показывают, что в отсутствии явных признаков аллохимического метаморфизма диагностика метатуффоидов разного состава ничуть не труднее, чем неметаморфизованных пород. Однако, как и для послед-

Таблица 112

Средний химический состав метаморфитов стрельнинской серии карелид Кольского полуострова. Составлено по данным В. Г. Загородного и др., 1982 г. [117, с. 36—38]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI	5	7	10	12	18
	Гипер-силит	Миосилит	Псевдо-сиферлит	Супер-сиаллит	Миосилит	Щелочной нормо-силит	Псевдо-сиаллит	Карбонато-лит	Нормо-силит	Гипо-гидролизат	Карбонато-лит
m	11	8	6	12	14	8	2	1	4	2	3
n	3	2	2	3	3	3					
SiO_2	89.88	70.63	52.09	58.65	66.97	72.54	59.07	27.42	82.03	57.23	22.35
TiO_2	0.11	0.54	0.62	0.87	0.48	0.18	0.55	0.04	0.21	0.85	0.17
Al_2O_3	2.34	11.51	10.34	16.65	13.30	11.00	13.45	2.25	8.58	16.93	3.09
Fe_2O_3	0.58	3.15	2.82	3.60	1.85	0.75	4.01	0.30	0.71	1.60	0.78
FeO	1.51	5.08	7.62	8.39	3.44	2.14	4.10	1.24	1.67	12.50	3.04
MnO	0.06	0.10	0.18	0.12	0.05	0.05	0.13	0.23	0.01	0.12	0.36
MgO	0.53	1.95	11.58	2.16	1.57	0.89	6.31	1.48	0.43	2.62	6.57
CaO	1.86	0.86	7.02	0.55	2.12	2.55	4.30	36.99	0.49	1.61	30.42
Na_2O	0.38	2.94	2.55	1.95	4.90	3.89	1.41	0.08	1.86	1.02	0.34
K_2O	0.37	0.94	0.63	2.80	2.40	3.35	0.08	0.03	2.01	1.85	1.00
P_2O_5	0.03	0.10	0.09	0.12	0.09	0.07	0.08	0.03	0.04	0.10	0.06
H_2O^+	0.80	2.22	3.31	3.46	1.01	0.33	4.42	0.85	1.06	3.16	0.56
CO_2	1.35	0.09	0.68	0.05	1.18	1.58	0.57	28.78	0.02	0.01	29.98
П. п. п.	0.79	0.44	0.21	3.79	0.29	0.73	0.58	0.15	0.72	0.15	0.85
Сумма	100.59	100.55	99.74	103.16	99.65	100.05	99.06	99.87	99.84	99.75	99.57
ГМ	0.05	0.29	0.41	0.51	0.29	0.19	0.38	0.15	0.14	0.56	0.33
ФМ	0.03	0.14	0.42	0.24	0.10	0.05	0.24	0.11	0.03	0.29	0.46
АМ	0.03	0.16	0.20	0.28	0.20	0.15	0.23	0.08	0.10	0.30	0.14
ТМ	0.049	0.046	0.060	0.052	0.036	0.016	0.041	0.018	0.024	0.050	0.055
ЖМ	0.88	0.69	0.97	0.69	0.39	0.26	0.59	0.77	0.27	0.80	1.28
НКМ	0.32	0.34	0.31	0.29	0.55	0.66	0.11	0.05	0.45	0.17	0.43
ЩМ	1.00	3.10	4.00	0.70	2.00	1.20	17.60	2.70	0.90	0.60	0.30

Таблица 113

Химический состав рифейских сланцев анангрской свиты Патомского нагорья.
Составлено по данным Б. В. Петрова, 1974 г. [158, с. 142—143]

Окислы и модули	I	II	1
	Метапелиты (нормосиаллит)	Туфоалевролиты	Метапелит
		Псевдосиаллит	
n	3	4	
SiO_2	63.99	62.00	62.89
TiO_2	1.13	0.93	0.88
Al_2O_3	17.39	13.85	17.54
$FeO + Fe_2O_3$	8.36	6.96	4.60
MnO	0.10	0.16	0.07
MgO	1.59	4.19	3.24
CaO	0.46	5.66	0.40
Na_2O	0.67	2.27	1.60
K_2O	3.43	0.77	2.52
П. п. п.	3.10	3.07	6.14
Сумма	100.22	99.86	99.88
ГМ	0.42	0.35	0.37
ФМ	0.16	0.18	0.12
АМ	0.27	0.22	0.28
ТМ	0.065	0.067	0.050
ЖМ	0.46	0.48	0.25
НКМ	0.24	0.22	0.23
ЩМ	0.20	2.90	0.60

них, здесь существует проблема отличия пород пирогенных (метатуффоидов) от петрогенных (метаграувакк), для решения которой обычно необходимы дополнительные петрографические данные.

Рифей. Рифейские сланцы мамской серии интерпретируются Д. А. Великославинским как «метапелиты» [47]. Однако изучение аналитических данных (29 анализов) показывает неоднородность этих пород, позволяющую разбить исходную совокупность на девять кластеров и семь отдельных составов. К базитовым метатуффоидам можно с большой вероятностью отнести магнезиальные породы, отличающиеся повышенной титанистостью, фемичностью или тем и другим вместе – в совокупности почти половина всех составов!

Только 11 составов можно относить к нормальным метапелитам-сиаллитам, остальные 18 аттестуются как алкалиты (2), гидролизаты (4) и псевдосиаллиты, псевдогидролизаты (12). Это значит, что помимо нормальных алюмосиликатных осадочных пород среди «метапелитов» мамской серии несомненно присутствуют и породы повышенной гидролизатности – дериваты кор выветривания, а также, весьма вероятно, и породы вулканогенно-осадочные. В частности, обращает на себя внимание

Таблица 114

Средний химический состав рифейских слюдяных сланцев серии Мойн, Шотландия.
Составлено по данным Б. Батлера, 1965 г. [323, с. 172]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI
	Щелочной миосилит	Щелочной нормосиаллит				
n	2	2	5	2	2	6
SiO_2	70.13	65.68	60.72	64.84	60.69	59.89
TiO_2	0.70	0.77	0.95	0.94	1.09	1.25
Al_2O_3	14.49	15.58	18.36	16.23	17.64	18.02
Fe_2O_3	2.39	1.99	1.18	1.03	1.04	1.39
FeO	1.59	3.63	5.40	5.05	5.89	5.51
MnO	0.02	0.06	0.09	0.08	0.09	0.12
MgO	0.85	2.12	2.04	1.79	2.19	2.02
CaO	0.70	1.10	2.86	2.12	3.04	1.73
Na_2O	0.79	1.85	2.88	2.30	2.65	2.25
K_2O	5.79	5.04	3.67	3.93	3.91	5.13
P_2O_5	0.10	0.25	0.30	0.17	0.28	0.19
H_2O^+	2.14	2.03	1.64	1.54	1.74	2.24
CO_2	0.38	0.03	0.06	0.07	0.12	0.54
П. п. п.	0.06	0.15	0.28	0.06	0.05	0.07
Сумма	100.13	100.28	100.43	100.15	100.42	100.35
ГМ	0.27	0.34	0.43	0.36	0.42	0.44
ФМ	0.07	0.12	0.14	0.12	0.15	0.15
АМ	0.21	0.24	0.30	0.25	0.29	0.30
ТМ	0.048	0.049	0.052	0.058	0.062	0.069
ЖМ	0.26	0.35	0.35	0.36	0.37	0.36
НКМ	0.45	0.44	0.36	0.38	0.37	0.41
ЩМ	0.10	0.40	0.80	0.60	0.70	0.40

коррелированность повышенного ТМ и магнезиальности: из 7 супер- и гипертитанистых составов (ТМ > 0.065) 6 являются псевдосиаллитами. Такое сочетание неслучайно – оно указывает на примесь базитовой пиро- или вулканокластики. *Другими словами, среди этих «метапелитов» вполне могут быть основные метатуффоиды.* Что касается гидролизатов, то их совокупность также неоднородна: среди них есть железистые (со ставролитом), глиноземистые (с кианитом) и щелочные (с обильным мусковитом). К последним явно тяготеет и один из алкалитов, отличающийся контрастным калиевым составом.

В табл. 113 показаны *средние* составы двух литотипов рифейских сланцев анангрской свиты Патомского нагорья: «метапелитов» (кластер I) и «туфоалевролитов» (кластер II) [158].[3] По железистости, щелочности и фемичности эти породы почти не отличаются,

[3] На модульных диаграммах наблюдается характерный признак *средних* составов: очень компактные, маленькие кластеры. Дело в том, что природная дисперсия была сильно редуцирована при первом усреднении!

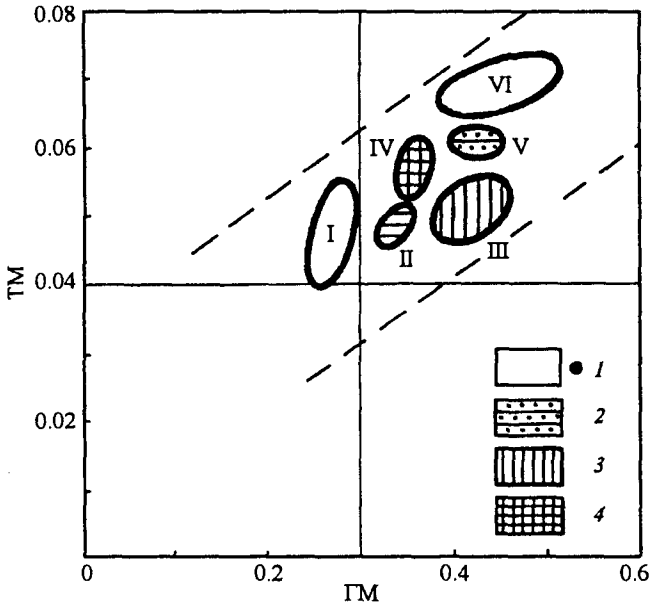


Рис. 88. Модульная диаграмма для рифейских слюдяных сланцев серии Мойн, Шотландия. Составлено по данным Б. Батлера [323, p. 172].

1 – метаосадочные породы, *2* – метатуфоалевролиты, *3* – метатуффоиды, *4* – смесь литотипов.

однако различия составов все же имеются: а) метапелиты более гидролизатны (ГМ 0.37–0.43 против 0.33–0.37 в туфоалевролитах); б) метапелиты отличаются характерной калиевостью (величина ЩМ в них меньше единицы – 0.17–0.63); во всех туфоалевролитах, напротив, ЩМ > 1, причем два средних состава гипернатровые, ЩМ равен 8 и 17; в) туфоалевролиты отчетливо более магнезиальны, вследствие этого все они аттестуются как псевдосиаллиты. Примечательной особенностью тех и других пород является низкое содержание щелочей; возможно, это признак первично монтмориллонитового состава глинистого вещества.

Согласно описанию Б. Батлера [323], рифейские слюдяные сланцы серии Мойн в Шотландии состоят из слюд, кварца и полевых шпатов с примесью эпидота, рудного, карбоната, граната и акцессорного апатита. Он различает среди них три петротипа: 1) слюдяные сланцы, ассоциирующиеся с метапсаммитами; 2) слюдяные сланцы в составе пачек полосчатых пород (похожих на инъекционные гнейсы), которые трактуются как чередование тонких седиментационных слойков метапсаммитового и метапелитового материала, а также – прослои в гранатсодержащих сланцах третьего типа; 3) гранатсодержащие слюдяные сланцы, тонкополосчатые; одни из них ассоциируются с метапсаммитами, другие, содержащие 0.20–0.30 % дисперсного графита, – с метапелитами. Те и другие трак-

туются как метаграувакки. Как видим, в этой типизации использованы два признака: петрографическая ассоциация слюдяных сланцев и наличие или отсутствие граната.

Если нанести точки 19 анализов на модульную диаграмму (рис. 88, табл. 114) и пренебречь небольшим «шумом» (попадание в кластер одной «посторонней» точки), то указанные Б. Батлером типы слюдяных сланцев образуют отчетливые кластеры и, следовательно, допускают содержательную литологическую интерпретацию.

Кластеры I–II и VI отвечают первому петротипу; кластер V – второму и кластер III – третьему. И только кластер IV оказывается смешанным (первый + третий петротипы).

Составы сланцев первого типа отличаются повышенной щелочностью: НКМ > > 0.40 (значит, в них повышено отношение «полевые шпаты / слюды»). Оставляя в стороне хорошо индивидуализированные сланцы кластера V, можно видеть, что гранатсодержащие сланцы – наименее щелочные, что позволяет согласиться с их авторской трактовкой как метаграувакк. Обратим внимание на состав пород в кластере VI: странное сочетание повышенных ТМ и НКМ не имеет простого объяснения в терминах седиментогенеза. Например, можно предположить, что это метапсаммиты, для которых естественны повышенная титанистость и присутствие полевого шпата. Но этому противоречит довольно высокий ГМ – таких значений у псаммитов не бывает. Нельзя ли допустить присутствие в породах примеси *щелочной титанистой пирокластики*? В частности, наиболее титанистый состав (TiO_2 1.40 %, ТМ 0.071) оказывается алкалитом (8 % щелочей). Мы уже убедились (см. раздел 6.6.), что, как правило, алкалиты не принадлежат к числу нормальных осадочных пород.

Краткие выводы

1. Туффоиды, т. е. осадочные горные породы с заметной пирогенной примесью, составляют значительную долю в стратисфере, но вследствие трудностей диагностики эта доля все еще недооценивается. Такое положение должно измениться по мере широкого применения литохимической диагностики туффоидов.

2. Процессы эоловой и водной дифференциации вулканических пеплов перед их захоронением в осадках могут сильно изменить состав пирокластики по сравнению с составом соответствующих эффузивов. Однако знание закономерностей такой дифференциации (например, селективное накопление щелочей) помогает успешному диагнозу.

3. При захоронении пеплов в осадках, и особенно в диагенезе, пирокластика может подвергаться мощным аллохимическим изменениям – глинизации, окремнению, цеолитизации, карбонатизации. Несмотря на это, сам характер таких изменений может служить диагностическим признаком в случае, если можно выстроить генетический ряд от исходных (наименее измененных) до более измененных пород.

4. Помимо пирокластической в осадочных породах (чаще всего в кремневых и карбонатных) может присутствовать эксгалятивная примесь. Наилучшими ее индикаторами служат геохимические

аномалии марганца, а также аномально высокие значения модулей ЖМ и ТМ.

5. Туффоиды основного состава легко и надежно диагностируются по признакам повышенной магнезиальности (MgO), железистости (ЖМ), титанистости (ТМ и TiO_2) и фемичности (ФМ), которые часто коррелируются между собой. Дополнительным признаком может служить повышенная величина натровости (ЩМ).

6. Туффоиды кислого состава узнаются по повышенной общей щелочности (часто вплоть до алкалитов), по резко пониженной титанистости (ТМ), а также иногда по контрастным значениям ЩМ (очень низким либо, напротив, очень высоким).

7. К наиболее трудным случаям диагностики принадлежит распознавание туффоидов с андезитовой пирокластикой, особенно если она захороняется в мощных терригенных толщах типа флиша. Здесь актуальна проблема отличения пирогенных пород от петрогенных (вулканокластических граувакк и аркозов типа first cycle rock). Обычно одних литохимических признаков оказывается недостаточно, и для успешного диагноза требуется дополнительная литологическая информация.

8. Диагностика метатуффоидов в метаморфических толщах докембрия принципиально не труднее, чем диагностика неметаморфизованных туффоидов, но может осложняться процессами аллохимического метаморфизма.

ГЛАВА 8

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОЛИЗАТОВ

В последние два десятилетия резко усилился интерес исследователей к реконструкции условий древнего гипергенеза по «вещественным доказательствам» этого процесса – древним метаморфизованным корам выветривания, причем очень остро стоит проблема распознавания таких объектов – отличения их от метасоматитов (она рассматривается нами в следующей главе). Но если определенные метагидролизаты действительно являются продуктами древних КВ, то это позволяет реконструировать особенности состава древних атмосферы и гидросферы Земли.

Этой проблеме были посвящены исследования сибирских литологов [112, 171, 172, 242], а в дальнейшем многочисленные работы украинских геологов, изучавших позднеархейские и карельские железистые кварциты [99, 148, 175] и древнейшие коры выветривания на Украинском кристаллическом щите и в фундаменте Восточно-Европейской платформы [95–97,149, 232, 233]. Большое значение имело появление крупных обобщений Ю. П. Казанского [121], В. К. Головенка [82], А. И. Пака [200], Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной [21].

По данным В. Д. Маца и сотр. [171], на территории Русской и Сибирской платформ выявлены пять главных, хорошо сопоставимых межрегиональных горизонтов докембрийских кор выветривания.[1]

1. Эпионтарийский – дораннекарельский . 2.8–2.7 млрд лет.
2. Эпидоминионрифский – довитватерсрандский ..... 2.6–2.5 млрд лет.
3. **Эпикарельский – доакитканский** .... 2.0–1.9 млрд лет.
4. Эпибурзянский – доюрматинский ..... 1.4–1.3 млрд лет.
5. **Позднерифейско-вендский**..... 0.70–0.66 млрд лет.

Первый и второй горизонты повсеместно существенно серицитовые, третий и четвертый – серицитовые и гидрослюдисто-каолинитовые, а в пятом горизонте доминируют глинистые минералы. При этом «*древнейшие, точно диагностированные каолин и гидрослюды установлены в третьем горизонте Анабарского массива... и Присаянья. Первичная природа серицитовых продуктов точно не установлена, однако большинство исследователей связывает их формирование с метаморфизмом гидрослюдисто-каолинитовых образований...*» [171, с. 169].

Лучше всего прослеживаются третий и пятый горизонты, фиксирующие геологические события глобального масштаба; они «*приурочены к переломным эпохам в тектоническом развитии. Начало их формирования совпадает с началом орогенных эпох. Но лишь в конце геотектонических циклов, в момент перемены знака тектонических движений, создаются наиболее благоприятные условия для развития мощных кор. Этому способствует общее выравнивание территорий... Образующиеся на грани геотектонических циклов коры выветривания наиболее широко распространены, отличаются наибольшей мощностью и глубокой проработкой пород субстрата... Формации кор выветривания, типичные для межцикловых стадий, следуют в разрезах за молассами, фиксирующими завершающую (орогенную) стадию предшествующего цикла, и перекрыты вулканогенно-терригенными (в подвижных зонах) или терригенными толщами начального этапа последующего цикла*» [171, с. 166–169].

Несмотря на значительные успехи в познании древних кор выветривания, нам представляется, что использование арсенала литохимии может послужить лучшему пониманию эволюции кор выветривания в истории Земли.

---

[1] Наименование и геохронологическая привязка горизонтов дана нами в соответствии с терминологией Л. И. Салопа [234], а не так, как в первоисточнике.

8.1. К дискуссии о древних корах выветривания: униформизм против эволюционизма

Эта дискуссия развернулась на почве практических потребностей – прогноза бокситоносности древних толщ. Известно, что все основные месторождения бокситов, во-первых, относительно молодые – постсилурийские, а во-вторых, представляют собой образования, генетически связанные с корами выветривания латеритного типа. Наглядной моделью таких кор являются современные и четвертичные латериты Африки или Индии [236]. Отсутствие более древних бокситов может иметь два объяснения.

1. Бокситы (а следовательно, и латеритные коры выветривания) формировались и в глубоком докембрии, но были уничтожены процессами эрозии и / или последующего аллохимического метаморфизма; такую позицию занимали крайние униформисты школы акад. А. В. Сидоренко.

2. Никаких додевонских бокситов (а следовательно, и латеритных КВ) не было вследствие принципиально иного стиля древнего выветривания, в корне отличного от послесилурийского. Находки же высокоглиноземистых образований в древних метаморфических толщах (формально даже отвечающих бокситам) следует связывать не с процессами древнего гипергенеза, а с гидротермально-метасоматическими процессами.

Таким образом, в дискуссии о древних КВ ярко отразилась борьба двух течений в отечественной геологии: униформизма (который стыдливо именовался актуализмом) и эволюционизма. Доказательства униформистов строились на чертах *сходства* древних и молодых осадочных пород, а доказательства эволюционистов – на чертах их *отличия*. Следует заметить, что найти различия в кажущихся однотипными объектах, как правило, гораздо труднее, чем простые аналогии.[2]

Наиболее полное изложение истории идейных исканий советских геологов в проблеме древних КВ дано в книге А. Д. Савко и А. Д. Додатко [233]. Они отмечают, что многие геологи, среди которых А. Д. Додатко, Б. М. Михайлов (1975 г.), Ю. П. Казанский [121], С. А. Карпов и И. К. Кашик [127, 128], В. И. Сиротин (1977 г.), в своих работах указывали на явное изменение продуктов выветривания в геологической колонке или акцентировали внимание на полученных иными способами данных об изменениях обстановок гипергенеза. Например, широкую известность получили оценки состава древних атмосфер Земли, сделанные Ю. П. Казанским путем анализа газово-жидких включений в древних кремнистых породах.

В то же время другие крупные исследователи тяготели к униформизму, что особенно характерно для школы акад. А. В. Сидо-

[2] Эта мысль была высказана в письмах В. И. Вернадского.

ренко. Так, В. А. Теняков (1980 г.) утверждал, что как сами процессы выветривания, так и порождаемые ими коры выветривания на протяжении истории Земли были в основном однотипными. Более осторожны выводы Д. Г. Сапожникова и сотр. (1981 г.), которые тоже считали, что характер выветривания в разные эпохи существенно не менялся, но ограничили свой вывод только фанерозойским отрезком истории Земли.

Униформистская концепция утверждала, что верхние (бокситоносные) горизонты докембрийских кор выветривания вполне отвечали фанерозойским латеритам, но были срезаны последующей эрозией, так что сохранились только корни – нижние гидрослюдистые горизонты древних КВ. Эта идея подверглась остроумной критике Б. М. Михайлова: «*Надо признать замечательной особенностью докембрия присутствие в те времена каких-то процессов, которые возникали при формировани мощной коры выветривания, сложенной интенсивно переработанными породами (каолинами, латеритами, охрами и др.) и немедленно приводили к срезанию ее верхней части строго до гидрослюдистой зоны. Странно, что эти процессы исчезли именно в начале девона, т. е. как раз в то время, когда в геологическом разрезе началось накопление промышленно-рудоносных гипергенных формаций, возникших в условиях поверхностного гипергенеза...*» [181, с. 63].

Были и попытки отождествить зону серицитовых сланцев с былыми *каолинитовыми* зонами древних КВ. Сибирские геологи В. Д. Мац и Ю. Г. Попов отмечали две особенности зоны серицитовых сланцев: а) в серицитовых сланцах метаморфизованных КВ отсутствуют первичные темноцветные минералы, плагиоклазы и калиевый полевой шпат (не во всех! – *Я. Ю., М. К.*); в фанерозойских КВ такая глубина выветривания характерна только для каолинитовой зоны; б) значительная потеря первичного кварца и коррозия оставшихся зерен в этих сланцах, что в молодых КВ опять-таки характерно для гидрослюдисто-каолинитовых и каолинитовых зон. В итоге они заключили: «*Все это дает нам право сопоставлять зону серицитовых сланцев докембрийских кор выветривания с каолинитовой зоной фанерозойских кор*» [172, с. 106].

Однако натянутость этого заключения очевидна. Если в серицитовых сланцах был каолинит, то в условиях изохимического метаморфизма мы должны располагать прямыми уликами его былого присутствия – высокоглиноземистыми минералами, такими как пирофиллит, кианит (андалузит, силлиманит), хлоритоид, ставролит. В противном случае приходится допускать обязательный привнос калия, превратившего каолинит в слюду.

На основании своих материалов по корам выветривания фундамента Восточно-Европейской платформы А. Д. Савко и А. Д. Додатко выделяют три этапа геологической истории со специфическими чертами выветривания: архей–ранний протерозой, поздний протерозой–ранний девон, средний девон–голоцен [233, с. 206]. Такая периодизация не единственно возможная. Например, у

Ю. П. Казанского периода не три, а четыре, и границы их несколько иные: 1) архейско-раннепротерозойский, 2) средне- и позднепротерозойский; 3) раннепалеозойский; 4) девонский–современный [121, с. 57].

В отношении катархея А. Д.Савко и А. Д. Додатко подчеркивают отсутствие задокументированных кор выветривания: «*В раннем архее остаточные метаморфизованные коры не найдены, и о выветривании можно судить только по коррелятным осадкам (Савко, Щеголев, 1979)*». Что касается карелия, то «*раннепротерозойские коры, в настоящее время метаморфизованные и превращенные в разные по составу сланцы, возникли в условиях отсутствия кислорода в атмосфере. Кислая среда гипергенеза обусловливала непривычную (для современных условий) миграцию главных петрогенных элементов и обеспечила интенсивный вынос железа за пределы элювия*». В целом же на архейско-карельском этапе выветривание имело характер кислотного выщелачивания с выносом из субстрата всех компонентов: «*Нижняя часть коры, куда проникали менее агрессивные воды, т. е. израсходовавшие бóльшую часть реагентов, была представлена глинистыми минералами. Об интенсивном выносе наименее подвижных алюминия и трехвалентного железа свидетельствует наличие метаосадочных железистых и высокоглиноземистых пород в разрезах архея*» [233, с. 206–210].

На рифейско-раннедевонском этапе повсеместно формировались однотипные, преимущественно гидрослюдисто-каолинитовые КВ. «*Характерной чертой формирования этих кор выветривания являлся вынос кремнезема, глинозема, щелочей и щелочных земель*»; однако он «*осуществлялся в более замедленной форме, чем в раннем докембрии, что связано с изменением состава атмосферы, вызванном поглощением углекислоты и выделением свободного кислорода. Все это ослабило агрессивность агентов выветривания и обусловило возможность формирования довольно мощных глинистых кор выветривания... В неметаморфизованных корах позднего докембрия (доовручская и более молодые эпохи) уже не отмечается интенсивного выноса железа; проявляются тенденции изменения миграционных способностей кремнезема и глинозема, наблюдается ряд других особенностей в остаточных продуктах выветривания. Этот период во времени совпадает с переходом живых организмов на кислородное дыхание и появлением свободного кислорода в атмосфере, при наличии которого миграционно-способные закисные формы железа переходили в окисные и получали возможность накапливаться в элювии. Для кор выветривания этого периода времени отмечаются лишь частичное перемещение железа по профилю, усиление миграции кремнезема и уменьшение выноса глинозема*» [там же, с. 206; 210–211].

На среднедевонско-голоценовом этапе в связи с выходом растительности на сушу добавился такой мощный фактор выветривания, как почвенные гумусовые кислоты, и как следствие появился латеритный процесс. «*Однако его реализация осуществлялась при*

определенных тектоноклиматических условиях и наличии материнских пород, относительно богатых глиноземом». Как полагают А. Д. Савко и А. Д. Додатко, «*в течение всего последнего этапа геохимия выветривания практически не менялась*» [233, с. 207].

К весьма сходным выводам пришел и А. И. Пак, обобщивший опубликованные материалы по докембрийским корам выветривания. Он также пришел к выводу, что бокситов в них не было, а каолинит появился только в рифее:

«*Наиболее полные профили кор выветривания имеют трехзональное строение... зона оксидолитов (латеритных бокситов) отсутствует... Основные породообразующие минералы – глинистые, широко проявлены окислы и гидроокислы железа, местами образующие значительные скопления. В корах выветривания раннего и среднего рифея отмечается серицитизация плагиоклазов, в нижней части профилей появляются каолинит, гидроокислы железа и другие глинистые минералы. В корах позднего рифея (предвендские) и ранневендских отсутствует серицитизация, широко развиты глинистые минералы (каолинит, гидрослюды, монтмориллонит, смешанослойные образования), цеолиты, гидроокислы и окислы железа. В результате накопления железа образовались железисто-каолинитовые породы. В большинстве разрезов кор выветривания все еще выносится алюминий. В связи с этим минералы свободного глинозема в коре выветривания все еще не могли образоваться*» [200, с. 60].

Сделав простую типизацию древних кор выветривания, А. И. Пак нанес все собранные данные на географическую карту мира и пришел к выводу, что в раннем карелии на Земле появились зачатки климатической зональности [200, с. 91], которая становится уже вполне отчетливой в позднекарельский эон: «*По индикаторам климатов однозначно можно выделить миогумидную и миоаридную (по эвапоритам и карбонатным красноцветам) зоны. Первая пролегала по югу Восточно-Европейской платформы и к югу от Великих озер Северо-Американского континента, вторая располагалась на севере Северо-Американского континента и в Гренландии... Южный аридный пояс фиксируется развитием красноцветов, магнезитовых доломитов на юге Африки, на Памире и т. д. Несмотря на существование климатической зональности, различия ландшафтов и климатических поясов в конце раннего протерозоя на древних континентах не столь контрастные, как в фанерозое*» [200, с. 90–91].

В рифее климатическая зональность стала более контрастной; появились не две, а три климатические зоны: субаридная, субгумидная и суббореальная (умеренно-влажная). «*Видимо, субгумидные климатические зоны в отличие от миогумидных раннего протерозоя были более влажными. Возникли предпосылки для развития... качественно новых кор выветривания полизонального строения... Ввиду отсутствия в ландшафтах резко кислых сред, образующихся... за счет разложения растительной и животной органики...*

процессы корообразования в позднем протерозое не были так интенсивны, как во влажных тропиках кайнозоя. Поэтому в ландшафтах субгумидного тропического климата позднего протерозоя существовали условия для формирования в лучшем случае кор выветривания с трехзональным строением... главным образом глинистого состава с окислами и гидроокислами железа» [200, с. 96–97].

8.2. К вопросу о катархейских корах выветривания

До сих пор дискутируется вопрос даже о самом существовании катархейских осадочных пород, несмотря на наличие карбонатов и кремней, казалось бы, бесспорно осадочной природы. Еще более проблематичной считается возможность обнаружения катархейских кор выветривания.

А. И. Пак, А. Д. Савко и А. Д. Додатко настаивают на том, что достоверных архейских КВ не сохранилось, а есть только коррелятные осадки, – в частности кварцевые, высокоглиноземистые и железистые. Крупнейший геолог-эволюционист Л. И. Салоп, вполне допуская существование архейских КВ, рассматривал катархейские кварциты не как обломочные породы, а как хемогенный осадок, возникший вследствие извлечения кремнезема из кор выветривания – как субаквальных, так и субаэральных [234].

А. И. Пак полагает, что поскольку достоверно не установлено, есть ли в действительности катархейские континентальные отложения, то нельзя говорить и о субаэральных КВ в катархее: «*Метаосадочные породы катархея, известные во всех странах мира, – это отложения, связанные с водными бассейнами седиментации. Признаков существования областей денудационной суши не обнаружено*» [200, с. 34]. Явную дифференциацию состава метаосадочных пород А. И. Пак трактует как результат динамической сортировки материала в подводных условиях. Такое объяснение нам представляется весьма сомнительным, во всяком случае ничего подобного в фанерозойских субаквальных осадках не наблюдается.

По мнению А. И. Пака, первые субаэральные КВ появились на нашей планете только в позднем архее; это – описанная В. Я. Горьковцом и М. Б. Раевской [85] метаморфизованная кора выветривания на метабазитах контокской серии (Костомукшское железорудное месторождение в Карелии). Эта древнейшая КВ еще весьма своеобразна: в ней фиксируется вынос Mg, Na, Ca, Mn, Fe и некоторое накопление Si, K, S, P при практически неизменном содержании Al.

Алданские кварциты и корундиты. По убеждению геологов униформистской ориентации (А. В. Сидоренко и его последователи), глубоко дифференцированные образования – катархейские кварциты и корундиты – являются бесспорным *остаточным про-*

дуктом раннеархейских КВ. Следует также признать, что ассоциация высокоглиноземистых гнейсов с кварцитами, широко распространенная в катархее, весьма напоминает такую же ассоциацию неметаморфизованных пород в фанерозое. К тому же существует сильная аргументация в пользу того, что алданские кварциты являются породами не хемогенными, а терригенно-обломочными [149, 221].

Л. И. Салоп указывает на противоречивые геологические и литологические особенности алданских кварцитов [234, с. 59].

1) Несмотря на полную перекристаллизацию этих кварцитов и отсутствие обломочных структур, в них часто обнаруживаются отчетливая слоистость, содержится окатанный мелкий циркон и акцессорный силлиманит, иногда и магнетит, а в разрезе наблюдается чередование кварцитов с силлиманитовыми и корундсодержащими гнейсами. Все это – несомненные улики осадочной природы кварцитов.

2) Алданские кварциты часто ассоциируются с метавулканитами, что создает соблазн рассматривать их как метаморфизованные аналоги кремнисто-вулканогенных формаций фанерозоя. Однако этому противоречат признаки п.1 и огромные мощности кварцитов (до 2800 м в иенгрском комплексе).

3) В толщах кварцитов нигде нет конгломератов и не усматривается никаких признаков фациальных изменений, поэтому никто не может указать для них источников сноса обломочного материала.

«*Устранение этих и других противоречий мы видим в принятии предположения о том, что катархейские кварцевые осадки образовались преимущественно в результате осаждения из растворов кремнезема, извлеченного из кор химического разложения сиалических пород*» [234, с. 60]. При этом Л. И. Салоп допускает, что катархейские КВ могли быть как субаквальными, так и субаэральными.

Вторым важным моментом дискуссии о катархейских КВ являются высокоглиноземистые метаморфиты – корундиты, известные в ряде архейских метаморфических комплексов на щитах: в Индии, Африке, России, Украине, Казахстане. Были попытки истолковать корундиты как продукты гидротермально-метасоматических процессов кислотного выщелачивания. Однако, по мнению Е. А. Кулиша, алданские корундиты суть метаморфические аналоги древнейших бокситов, образовавшихся путем глубокого химического выветривания базитов, о чем можно судить, в частности, по повышенному содержанию в корундитах Cr_2O_3. Эти породы отличаются также сильным накоплением бора в форме турмалина (до 1.2 % B_2O_3). В то же время Е. А. Кулиш признает, что эти древние образования могли подвергаться последующей гранитизации и регрессивному алллохимическому метаморфизму (диафторезу): «*Относительно интенсивное преобразование этими процессами корундовых пород объясняется прежде всего их специфическим ультраглиноземистым составом, что делает их легко подверженными*

разнообразным изменениям химического и минералогического состава в условиях значительной подвижности SiO_2, CaO, K_2O, Na_2O, H_2O *и др.*» [149, с. 79].

Особый интерес для нашей темы представляют аргументы Е. А. Кулиша против аллохимически-метаморфогенной первичной природы корундитов: «*Н. А. Коренев [1947]... считает, что корундовые тела возникли в процессе метаморфической переработки флюидами докембрийских пород при протерозойском диафторезе... Он указывает, что флюиды воздействовали лишь на полевые шпаты вначале с образованием дистена, который затем преобразовывался в корунд, при этом* K, Na, Ca *и* Si *выносились из толщ пород. Такие колоссальные масштабы бесследного выноса почти всех элементов, кроме глинозема, в узколокальных участках при региональном развитии процессов диафтореза с петрологической точки трудно объяснимы. Корунд в диафторитах, помимо вмещающей корундиты пачки пород, неизвестен, наоборот, при диафторезе он активно замещается дистеном, слюдами, пирофиллитом и т. д. Корундовые породы в равной мере с породами алданского архейского комплекса подвержены воздействию процессов гранитизации и диафтореза, аналогичным же образом дислоцированы, что указывает на их генетическое родство... Полностью отсутствует генетическая приуроченность залежей корундовых пород к разрывным нарушениям, зонам диафтореза или каким-либо магматическим породам*» [149, с. 91–92].

На основании приведенных Е. А. Кулишом 19 анализов корундовых пород мы рассчитали средние составы по трем группам с разным содержанием кремнезема (табл. 115).

Таблица 115

Некоторые характеристики Al-гидролизатов Алданского щита. Составлено по данным Е. А. Кулиша, 1983 г. [149, с. 79]

Окислы и модули	Средние составы		
n	4	10	5
SiO_2	5—10	10—20	20—30
Al_2O_3	88.15	73.16	62.54
ГМ	12.4	5.8	2.2
АМ	11.9	5.5	2.2
ТМ	0.009	0.012	0.025
ЖМ	0.03	0.05	0.03

Как видим, породы относятся к супер- и гипергидролизатам с двумя характерными особенностями: они гипотитанистые и гипожелезистые. Если это изохимически метаморфизованные остаточные коры выветривания, то приходится допускать, что они сформировались не по основному, а по кислому субстрату. Возможна и

Таблица 116

Химический состав катархейских глинистых сланцев блока Пилбара, Западная Австралия. Составлено по данным С. Мак-Леннана и др., 1983 г. [341]

Окислы и модули	I	II	8	9	11	12
	Щелочной псевдосиаллит		Щелочной псевдогидролизат	Псевдосиаллит	Суперсиаллит	Псевдогидролизат
n	2	6				
SiO_2	56.02	58.42	47.11	67.15	58.91	48.07
TiO_2	0.54	0.67	1.06	0.55	0.72	0.66
Al_2O_3	25.54	22.74	27.15	13.83	23.91	15.57
FeO	4.50	4.68	7.69	7.51	4.84	20.91
MnO	0.012	0.021	0.054	0.055	0.065	0.102
MgO	3.02	3.00	4.98	4.37	2.68	4.78
CaO	0.01	0.01	0.03	0.01	0.52	1.69
Na_2O	0.39	0.62	0.88	0.19	1.60	0.66
K_2O	4.88	4.89	4.76	1.91	2.26	0.99
П.п.п.	5.12	4.90	6.08	4.27	4.42	6.36
Сумма	100.03	99.95	99.79	99.85	99.93	99.79
ГМ	0.55	0.48	0.76	0.33	0.50	0.77
ФМ	0.13	0.13	0.27	0.18	0.13	0.53
АМ	0.46	0.39	0.58	0.21	0.41	0.32
ТМ	0.021	0.029	0.039	0.040	0.030	0.042
ЖМ	0.17	0.20	0.27	0.53	0.20	1.29
НКМ	0.21	0.24	0.21	0.15	0.16	0.11
ЩМ	0.10	0.10	0.20	0.10	0.70	0.70

другая идея: субстрат этих пород был более основным (например, типа «серых гнейсов», которые имеют гранодиоритовый состав), но выветривание проходило в кислой восстановительной среде, что обусловило вынос титана в форме Ti^{3+} и железа в форме Fe^{2+} (глеевый процесс). Тем не менее ни в гранитах, ни в гранодиоритах не должно быть заметных примесей хрома.

Поэтому вполне возможно, что корундиты представляли собой первоначально не элювий, а химический осадок $Al(OH)_3$, выпавший при подщелачивании кислого раствора (pH осаждения 4.1–4.3). Железо и титан были предварительно удалены из раствора, гидролизовавшись при меньших pH ($Fe(OH)_3$ – 2.5–2.7, $Ti(OH)_3$ – 4.0). При дальнейшем подщелачивании раствора осадок глинозема мог сорбировать из него ионы Cr^{3+} (pH осаждения $Cr(OH)_3$ равен 5.1).

Сланцы блока Пилбара – продукт древнейшей коры выветривания? В табл. 116 обработано двенадцать анализов катархейских глинистых сланцев блока Пилбара в Западной Австралии [340], вероятно, древнейших на Земле относительно низкометаморфизо-

ванных терригенных(?) глинистых пород. Эти породы оказались суперсиаллитами и гипогидролизатами, причем в восьми анализах содержание MgO > 3 %. Часть анализов из района Джорж-Крик удается сгруппировать в два кластера, другие (район Уик-Крик) более разнообразны и не поддаются усреднению. Они аттестуются как Fe- и Al-псевдогидролизаты (обр. 8 и 9), псевдосиаллит (обр. 9) и суперсиаллит (обр. 11). Повышенная гидролизатность этих пород, скорее всего, указывает на связь их с корами выветривания. Субстратом для существенно калиевых сланцев района Джорж-Крик были, вероятно, гранодиориты, а в целом для более натровых и более титанистых сланцев района Уик-Крик, по-видимому, основные породы. Сохранение заметных количеств MgO в КВ указывает, что магний был менее подвижен, чем кальций.

Другим косвенным свидетельством мощного архейского выветривания может служить присутствие среди кремнистых пород блока Пилбара – желто-коричневых сланцев, обогащенных гетитом, рутилом и анатазом с весьма высокими значениями ТМ, превышающими единицу. По мнению К. Сугитани и сотр. [340], это свидетельствует о сильном выносе титана при химическом выветривании архейского субстрата в кислой среде, существовавшей вследствие высокого содержания CO_2 в атмосфере и дополнительного поступления в воды вулканогенных H_2S и HCl.

8.3. Древнейшие коры выветривания позднеархейского и карельского возраста

Позднеархейская КВ в Криворожской сверхглубокой скважине. С. Н. Суслова и сотр. [251] описали в Криворожской сверхглубокой скважине следующий разрез:

2076–2276.3 м – метавулканиты основного состава;

2276.3–2351 м – белые мусковитовые кварциты, андалузит-, кианит- и ставролитсодержащие сланцы;

2351.4–2384.2 м – кварц-двуслюдяные сланцы, связанные постепенными переходами с залегающими ниже гранитами;

2384.2–3550 м – порфиробластические плагиограниты и гнейсограниты (днепропетровский комплекс).

Интервал скважины мощностью более 100 м (2276–2384 м) трактуется как метаморфизованная кора выветривания, отчасти переотложенная (пачка белых мусковитовых кварцитов и кварц-мусковитовых сланцев с андалузитом, кианитом, ставролитом), а отчасти in situ (пачка кварц-слюдяных и плагиоклаз-кварц-двуслюдяных сланцев). В последней выделяются две зоны: «*верхняя, сложенная кварц-двуслюдяными сланцами, и нижняя, представленная плагиоклаз-кварц-двуслюдяными сланцами, в которых местами сохраняются структурные и текстурные особенности материнских пород, что свидетельствует об их слабом выветривании*» [251, с. 109–110].

Для нашей темы особенно важно, что здесь можно отличить архейский гипергенный процесс от аллохимического метаморфизма: «*В отличие от метасоматических процессов, при которых гранитоиды обедняются глиноземом, суммарным железом и магнием и обогащаются кремнеземом, при выветривании происходят незначительное уменьшение содержания кремнезема, увеличение содержания глинозема, суммарного железа, незначительно магния. Эти процессы различаются также по поведению элементов-примесей, особенно показательны рубидий и стронций. При выветривании происходит четкое уменьшение содержания* Sr, *увеличение содержания* Rb, *менее четкое* – Mn, V, Sn, *при кварцево-щелочном метасоматозе наблюдается противоположная тенденция – увеличение* Sr, Rb, Mn, Sn» [251, с. 110]. Литохимическая обработка приведенных петербургскими авторами анализов не выявила среди них гидролизатов – все породы аттестуются в среднем как гипотитанистые миосилиты. При этом ГМ сланцев с андалузитом, кианитом и ставролитом даже ниже (0.24), чем в исходных плагиогранитах (0.26). В ряду «исходные плагиограниты» → выветрелые плагиограниты → плагиоклаз-кварц-двуслюдяные сланцы → кварц-двуслюдяные сланцы → мусковитовые кварциты → сланцы с андалузитом, кианитом, ставролитом четко убывают общая щелочность (6.44 – 4.55 – 4.50 – 4.42 – 1.57 – 1.94) и НКМ (0.43 – 0.30 – 0.29 – 0.27 – 0.22 – 0.12); менее ясную тенденцию показывают ЩМ (2.39 – 0.96 – 0.90 – 0.11 – 0.14 – 0.14) и ТМ (0.020 – 0.020 – 0.021 – 0.017 – 0.017 – 0.014). Таким образом, налицо процесс разложения полевых шпатов (при этом сначала быстро выносится натрий). Титан выносится, глинозем очень слабо накапливается (от 14.82 % в плагиогранитах до 16.19 % в сланцах с кианитом и андалузитом).

Позднеархейский элювий УКЩ и КМА. В табл. 117 и на рис. 89 обработано 11 анализов позднеархейского(?) метаморфизованного элювия по субстрату архейских метагранитов и метабазитов, залегающих в фундаменте Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита и Воронежского кристаллического массива (КМА). В настоящем своем виде древняя КВ представлена метаморфическими породами – различными кристаллическими сланцами кислого, среднего и основного состава, принадлежащими к зеленосланцевой и реже к амфиболитовой фации [21, с. 52–88].

Парадоксальной особенностью КВ по кислому субстрату (кластер I → кластер II → обр. 6) является увеличение щелочности – как общей (вплоть до алкалита),[3] так и нормированной (НКМ). Что касается основного субстрата, то можно допустить, что относительно менее измененным является кварц-карбонат-хлорит-биотитовый сланец (обр. 11). Из него в процессе древнего(?) изменения получаются, с одной стороны, карбонатизированные породы[4] (обр. 2), а с другой – гидролизатные кварц-биотитовые сланцы кластера III.

[3] Впрочем, обр. 6 может быть и щелочным метасоматитом.

[4] Опять-таки, если это не результат аллохимического карбонатного метасоматоза.

Таблица 117

Химический состав позднеархейских остаточных пород на кислом и основном субстрате, Кривой Рог и КМА.
Составлено по данным Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной, 1991 г. [21, с. 78, 80]

Окислы и модули	I	II	III	2	6	11
	Щелочной миосилит	Миосилит	Нормогидролизат	Карбонатный миосилит	Алкалит	Псевдосиаллит
n	4	2	2			
SiO_2	71.17	69.90	50.35	42.64	67.86	51.55
TiO_2	0.33	0.22	0.87	0.24	0.34	0.56
Al_2O_3	16.67	13.99	21.30	9.33	18.84	17.81
Fe_2O_3	0.53	0.75	12.35	0.36	—	2.66
FeO	1.15	1.91	9.64	1.66	0.80	6.75
MnO	0.02	0.05	0.11	0.12	0.01	0.03
MgO	0.79	1.15	1.81	2.03	0.68	6.67
CaO	0.60	3.58	1.00	21.43	0.80	5.84
Na_2O	1.40	0.21	0.18	0.30	2.74	1.23
K_2O	5.54	4.49	1.35	3.40	6.66	3.38
P_2O_5	0.07	0.17	0.12	0.30	0.03	0.08
SO_3	0.03	0.14	0.33	0.20	0.04	0.15
П.п.п.	2.10	3.53	1.11	17.45	1.71	3.15
Сумма	100.40	100.09	100.52	99.46	100.51	99.86
CO_2	—	4.20	—	16.04	—	—
ГМ	0.26	0.24	0.88	0.27	0.29	0.54
ФМ	0.03	0.05	0.47	0.09	0.02	0.31
АМ	0.23	0.20	0.42	0.22	0.28	0.35
ТМ	0.020	0.015	0.041	0.026	0.018	0.031
ЖМ	0.10	0.19	1.00	0.22	0.04	0.51
НКМ	0.42	0.34	0.07	0.40	0.50	0.26
ЩМ	1.00	< 0.10	0.10	0.10	0.40	0.40

Другой особенностью этой древней КВ является то, что независимо от колебаний гидролизатного модуля ГМ в предполагаемых продуктах выветривания отмечается некоторое накопление кремнезема. По мнению Е. Т. Боброва, И. Г. Щипакиной [21, с. 82], это явление можно связывать с тремя процессами: а) перераспределением кремнезема в профиле КВ, а именно выносом его из верхних зон и фиксацией в нижних; б) высвобождением кремнезема при метаморфизме глинистых минералов (но это процесс изохимический и не может привести к дополнительному покислению пород. – *Я.Ю., М.К.*); в) привносом кремнезема «*при более поздних метасоматических процессах, что сопровождается увеличением количества* SiO_2 *до 73.50–75.8 %*» [21, с. 82]. Впрочем, если последний процесс

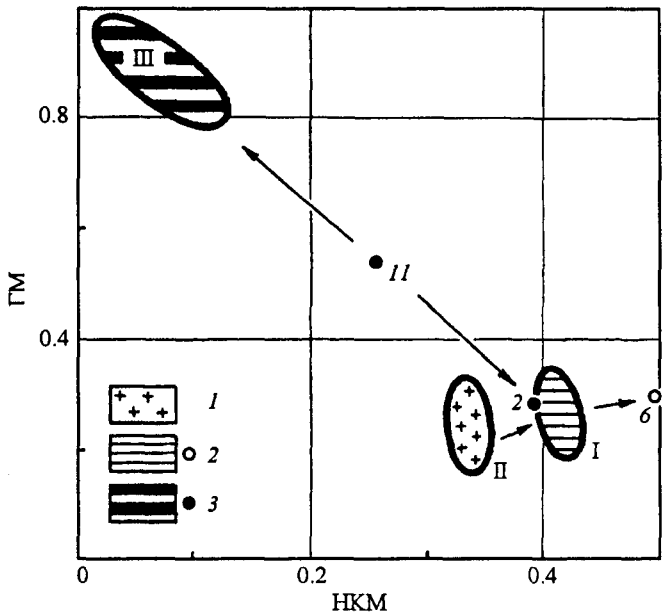


Рис. 89. Модульная диаграмма для верхнеархейских остаточных пород на кислом и основном субстрате, Кривой Рог и КМА. Составлено по данным Е. Т. Боброва, И. Г. Щипакиной, 1991 г. [21, с. 78, 80].

1 – метагранитs, *2* – кварц-серицитовые сланцы, *3* – кварц-биотитовые сланцы и метавулканиты.

реален, то это в значительной мере обесценивает достоверность суждений о древнем выветривании.

Однако существует еще один возможный (неуниформистский) механизм: остаточное накопление кремнезема в КВ за счет выноса других компонентов, включая и глинозем. Именно такова трактовка той же картины (позднеархейская КВ на саксаганских гранитах) украинскими учеными [233]. Что касается накопления калия в КВ по кислому субстрату, то Е. Т. Бобров, И. Г. Щипакина связывают это со щелочной средой выветривания и отсутствием в докембрии растительности на континентах.

Метаморфизованная КВ мощностью до 25 м, развитая на нижнекарельских (саксаганских) плагиогранитах, была ранее описана А. Д. Додатко и сотр. [97]. Нижние горизонты КВ представлены серицитизированным гранитом с карбонатом, средние – кварц-биотит-серицитовым сланцем (также с присутствием карбоната) и верхние – серицит-кварцевым сланцем с большим содержанием карбоната. Судя по вычисленным нами величинам ТМ в этих зонах, от субстрата (0.020) к нижней и средней зонам ТМ колеблется, но в целом немного растет (до 0.033), а в верхних зонах отчетливо увеличивается (0.065–0.067). Обращает на себя внимание сильная карбонатизация КВ (до 38.5 % нормативного $CaCO_3$ в серицитизи-

рованном граните на контакте со сланцем [121, с. 59]) – явление, совершенно не свойственное гумидным КВ фанерозоя.

Обсуждая химический состав этой коры, украинские ученые отмечают ряд необычных особенностей процесса древнейшего выветривания: «*а) в коре выветривания не было стабильных («неподвижных») окислов; б) вынос глинозема значительно опережал вынос кремнезема, вследствие чего в элювии происходило накопление кварца; в) гипергенная подвижность калия и натрия, а также кальция и магния... была различной. Это противоречит геохимическим свойствам этих пар в гипергенезе и обусловлено, скорее всего, привносом некоторых из них при эпигенезе и метаморфизме коры*» [233, с. 18].

Однако опасность последнего объяснения в том, что оно подрывает саму возможность судить о первичном составе древних КВ. *Ведь если отрицается первичность наблюдаемой картины в отношении щелочей и щелочных земель, то почему надо признавать это в отношении кремнезема и глинозема?* Нам кажется более вероятным, что процесс метаморфизма здесь в основном оставался изохимическим, а накопление калия (отмеченное во множестве древних кор) было сингенетичным корообразованию. Этот вопрос подробнее обсуждается нами ниже (см. раздел 8.6). Явление карбонатизации КВ здесь также едва ли можно полностью приписать аллохимическим процессам: выветривание в атмосфере, богатой CO_2, может приводить к формированию сингенетичных карбонатов типа каличе, что было описано А. В. Сочавой на Балтийском щите [245] и подтверждено термодинамическими расчетами С. А. Кашика и И. К. Карпова [127].

Метааркозы Яванахалли – продукты древней коры выветривания? В верхнеархейском сланцевом поясе Яванахалли, Индия [345], развита толща высококалиевых гнейсов-метааркозов, которые переслаиваются с эпидотовыми кварцитами и известково-силикатными гнейсами (табл. 118). Среди наиболее вероятных материнских пород в области сноса высококалиевых пород нет. Не подтверждается также идея о наложенном К-метасоматозе аркозов – они трактуются как породы первого цикла выветривания – first cycle sediments. В итоге индийские геологи пришли к заключению, что высококалиевые аркозы являются продуктом древнего выветривания архейских тоналитов, причем в составе субстрата присутствовало также некоторое количество основных и даже ультраосновных пород.

На модульной диаграмме удается отделить метааркозы и их «переходные» разновидности от более основных и менее щелочных пород (рис. 90).

Кластеры II–III представлены метааркозами, обр. 11–14 представлены эпидотовыми кварцитами – породами, менее щелочными, более титанистыми и железистыми. Обр.13 отличается минимальной щелочностью, а обр. 11, наоборот, близок по НКМ к метааркозам, к их «переходным» разновидностям. Низкие содержания K_2O при ощутимых содержаниях Na_2O подсказывают, что это могли быть какие-то

Таблица 118

Химический состав верхнеархейских метаморфических пород пояса Яванахалли (Индия). Составлено по данным С. Накви и др., 1980 г. [345]

Окислы и модули	I	II	III	I	2	3	11	12	13	14	16
	Псевдосиферлит	Щелочной нормосилит	Алкалит	Алкалит	Псевдосилит	Щелочной нормосилит	Щелочной псевдосилит	Нормосилит			Псевдогидролизат
n	2	4	3								
SiO_2	53.63	74.39	73.04	74.15	76.28	71.66	65.79	78.69	80.66	72.11	46.59
TiO_2	0.73	0.37	0.39	0.01	0.01	0.01	0.52	0.23	0.22	0.21	0.90
Al_2O_3	10.80	11.50	10.77	12.77	7.72	10.15	11.69	12.49	6.93	9.89	15.29
Fe_2O_3	4.18	0.81	0.79	0.37	0.50	0.98	1.56	0.25	2.56	3.66	4.23
FeO	4.78	1.52	1.40	0.76	4.16	1.84	4.92	1.36	1.38	0.74	5.54
MnO	0.33	0.12	0.09	0.07	0.17	0.26	0.19	0.14	0.15	0.21	0.38
MgO	4.96	2.17	2.30	2.22	3.46	2.78	3.67	0.66	2.22	0.66	3.81
CaO	17.78	2.61	2.29	1.01	4.37	6.17	6.11	2.30	5.94	9.53	20.16
Na_2O	0.48	2.09	1.92	1.63	1.03	2.07	4.79	3.77	0.30	1.82	1.13
K_2O	0.32	4.63	6.61	7.17	2.84	3.82	0.30	0.06	0.07	0.89	0.01
H_2O	0.89	0.22	0.34	0.22	0.18	0.78	0.37	0.24	0.08	0.11	0.56
P_2O_5	0.10	0.09	0.19	0.28	0.02	0.14	0.25	0.02	0.04	0.25	0.22
CO_2	1.32	—	—	—	—	—	—	—	—	0.45	1.58
Сумма	100.30	100.52	100.15	100.66	100.74	100.66	100.16	100.21	100.55	100.53	100.40
ГМ	0.39	0.19	0.18	0.19	0.16	0.18	0.29	0.18	0.14	0.20	0.57
ФМ	0.26	0.06	0.06	0.05	0.11	0.08	0.15	0.03	0.08	0.07	0.29
АМ	0.20	0.15	0.15	0.17	0.10	0.14	0.18	0.16	0.09	0.14	0.33
ТМ	0.068	0.032	0.036	0.001	0.001	0.001	0.044	0.018	0.032	0.021	0.059
ЖМ	0.81	0.21	0.20	0.09	0.62	0.30	0.55	0.14	0.57	0.46	0.63
НКМ	0.07	0.58	0.79	0.69	0.50	0.58	0.44	0.31	0.05	0.27	0.07
ЩМ	1.50	0.50	0.30	0.20	0.40	0.50	16.00	62.80	4.30	2.00	113.00

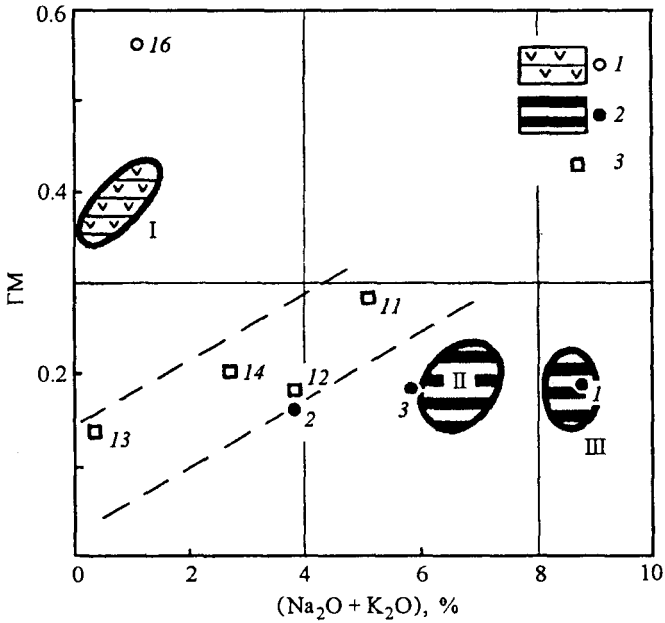


Рис. 90. Модульная диаграмма для верхнеархейских метаморфических пород пояса Яванахалли (Индия). Составлено по данным С. Накви и др., 1980 г. [345].

1 – известково-силикатные гнейсы, *2* – метааркозы, *3* – эпидотовые кварциты.

граувакки, например андезитовые вулканокласты с примесью кварца. Кластер I включает магнезиальные породы, супер- и гипержелезистые. К ним тяготеет и *железистый псевдогидролизат* – (*обр. 16*). Очевидно, что это метабазиты.

Итак, можно думать, что в позднеархейский бассейн седиментации поступал высококалиевый терригенный материал из коры выветривания архейских тоналитов, формируя слои высококалиевых аркозов. Однако, скорее всего, этому процессу сопутствовал довольно мощный синхронный вулканизм (андезитовый и базальтовый), что определило значительную примесь в породах основного материала. В итоге получались смешанные породы типа «граувакко-аркозов» (или, может быть, «туфо-аркозов»), а периодически формировались покровы (или силлы?) базальтоидов. Заметим, что вся эта картина (включая и состав пород) удивительно напоминает описанную для среднерифейской(?) щекурьинской свиты, изучавшейся нами на Приполярном Урале [178].

Позднекарельская кора выветривания по базальтам Канады. В табл. 119 приведены данные 16 анализов дорифейской «ископаемой почвы» (древней коры выветривания), развитой по субстрату верхнекарельских базальтов в Канаде и опробованной в двух профилях [334].

Кластеризация данных на модульной диаграмме (рис. 91) позволяет выделить шесть кластеров по профилю 1, один – по профилю 2 и один – смешанный. Эти образования аттестуются как нормальные и щелочные гипогидролизаты (кластеры Ia, b, IIa), как магнезиальные породы – псевдогидролизаты, в том числе и щелочные (кластеры IIb, III и обр. 15, 20, 21, 24) и псевдосиферлиты (кластер VI), и, наконец, как породы железистые – сиферлиты (кластеры IV, V и обр. 23). И лишь один состав из 16 (обр. 17) оказался нормальным сиаллитом.

Эти данные позволяют отметить по крайней мере две особенности в позднекарельском корообразовании. Во-первых, – обилие магнезиальных пород. Очевидно, при выветривании базальтов значительная часть магнезии сохранялась в коре выветривания (в гидрохлорите или монтмориллоните). Во-вторых, как в самой КВ, так и в исходных «невыветрелых зеленых сланцах» (обр. 15, 16, 24) удивительно низок титановый модуль! Во всяком случае ни докембрийских, ни палеозойских базальтов с таким низким ТМ (в среднем не выше 0.047, а по отдельным образцам – до 0.032!) мы не знаем. Так, по средним данным А. Б. Ронова и сотр. [228], ТМ для основных эффузивов катархея, верхнего архея, карелия и рифея составляет соответственно: 0.073, 0.070, 0.092, 0.115. Это дает основание думать, что «невыветрелые зеленые сланцы» представляют собой отнюдь не метабазальты, а метаморфизованные продукты какого-то более древнего выветривания, при котором титан был подвижнее глинозема. Возможно, он восстанавливался и выносился из древней КВ в форме Ti^{3+}.

Железистые кварциты как улика древнего выветривания. Замечательным косвенным свидетельством мощного позднеархейского и карельского углекислотно-восстановительного (глеевого) выветривания являются *железистые кварциты* – хемогенные осадки, образовавшиеся при сносе в океан продуктов выветривания верхнеархейских гранит-зеленокаменных областей [99, 175].

Д. А. Кулик и В. В. Покалюк [148] построили модель карельского железонакопления в Криворожском железорудном бассейне, где рудоносной является саксаганская свита, насчитывающая в наиболее полном разрезе 7 железорудных и 7 сланцевых горизонтов общей мощностью до 1400 м. Ее называют «железокремнисто-сланцевой формацией» (ЖКСФ); формация состоит на 70–80 % из железисто-кремневых пород (содержащих 25–40 % Fe и 40–60 % SiO_2) и на 30–20 % – из сланцев-метапелитоидов. Средняя мощность железистых пород саксаганской свиты составляет 1 км при средних содержаниях в них Fe 30 % и SiO_2 – 46 %. Авторы предположили, что источником Fe и Si при накоплении рудного осадка саксаганской свиты послужили коры выветривания по верхнеархейскому плагиогранит-зеленокаменному субстрату. Предварительные оценки (с использованием инертного элемента-свидетеля – Al) показали, что из верхних горизонтов КВ по архейским плагиогранитам выносится 90 %

Таблица 119

Химический состав дорифейской «ископаемой почвы» в Канаде.
Составлено по данным Х. Холланда и др., 1989 г. [334, с. 376—377]

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	III	IV	V	VI
	Щелочной гипогидролизат		Гипогидролизат	Псевдогидролизат		Сиферлит		Псевдо-сиферлит
n	3	2	2	2	2	2	2	2
SiO_2	53.58	53.86	55.02	51.73	54.08	60.07	64.31	66.37
TiO_2	0.84	0.53	0.79	0.74	0.73	0.74	0.75	0.54
Al_2O_3	21.04	20.83	19.52	20.09	16.96	17.57	15.83	12.72
Fe_2O_3	15.35	16.87	13.07	8.91	5.24	8.40	11.54	4.78
FeO	2.62	1.91	4.66	9.57	9.52	6.23	1.90	6.24
MnO	0.05	0.04	0.04	0.13	0.18	0.10	0.06	0.13
MgO	0.58	0.46	1.90	4.31	6.74	2.45	0.87	4.33
CaO	0.09	0.39	0.18	0.26	3.12	0.31	0.51	2.18
Na_2O	1.97	2.07	1.60	1.64	0.78	1.40	1.52	0.68
K_2O	3.51	3.07	2.59	1.80	1.54	2.02	2.15	1.23
P_2O_5	0.07	0.05	0.13	0.11	0.10	0.05	0.34	0.14
SO_3	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00
Сумма	99.71	100.08	99.51	99.90	99.00	99.36	99.82	99.34
ГМ	0.74	0.75	0.69	0.76	0.60	0.55	0.47	0.37
ФМ	0.35	0.36	0.36	0.44	0.40	0.28	0.22	0.23
АМ	0.39	0.39	0.35	0.39	0.31	0.29	0.25	0.19
ТМ	0.040	0.025	0.040	0.037	0.043	0.042	0.047	0.042
ЖМ	0.82	0.88	0.88	0.89	0.84	0.80	0.81	0.84
НКМ	0.26	0.25	0.21	0.17	0.14	0.19	0.23	0.15
ЩМ	0.60	0.70	0.60	0.90	0.50	0.70	0.70	0.60

Таблица 119 (*продолжение*)

Окислы и модули	15	16	17	20	21	23	24
	Псевдогидролизат	Псевдосиферлит	Нормосиаллит	Псевдогидролизат	Щелочной псевдогидролизат	Сиферлит	Псевдогидролизат
SiO_2	48.57	54.97	64.91	51.59	51.41	59.67	53.84
TiO_2	0.54	0.59	0.88	0.92	0.66	1.04	0.91
Al_2O_3	16.68	15.16	17.39	18.92	17.65	16.42	15.72
Fe_2O_3	3.05	3.23	8.58	6.76	7.05	9.19	2.89
FeO	7.23	8.63	1.93	10.36	7.83	5.73	12.41
MnO	0.29	0.24	0.00	0.20	0.15	0.15	0.11
MgO	4.25	7.21	1.26	5.85	5.47	2.92	7.31
CaO	14.99	4.78	0.94	1.64	2.55	0.94	3.64
Na_2O	0.57	2.71	1.65	1.12	5.03	1.17	0.20
K_2O	2.40	1.34	1.59	1.33	1.21	1.78	1.35
P_2O_5	0.38	0.19	0.66	0.17	0.12	0.35	0.21
SO_3	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03
Сумма	98.97	99.06	99.79	98.87	99.14	99.38	98.62
ГМ	0.57	0.51	0.44	0.72	0.65	0.55	0.60
ФМ	0.30	0.35	0.18	0.45	0.40	0.30	0.42
АМ	0.34	0.28	0.27	0.37	0.34	0.28	0.29
ТМ	0.032	0.039	0.051	0.049	0.037	0.063	0.058
ЖМ	0.61	0.77	0.58	0.87	0.82	0.86	0.93
НКМ	0.18	0.27	0.19	0.13	0.35	0.18	0.10
ЩМ	0.20	2.00	1.00	0.80	4.20	0.70	0.10

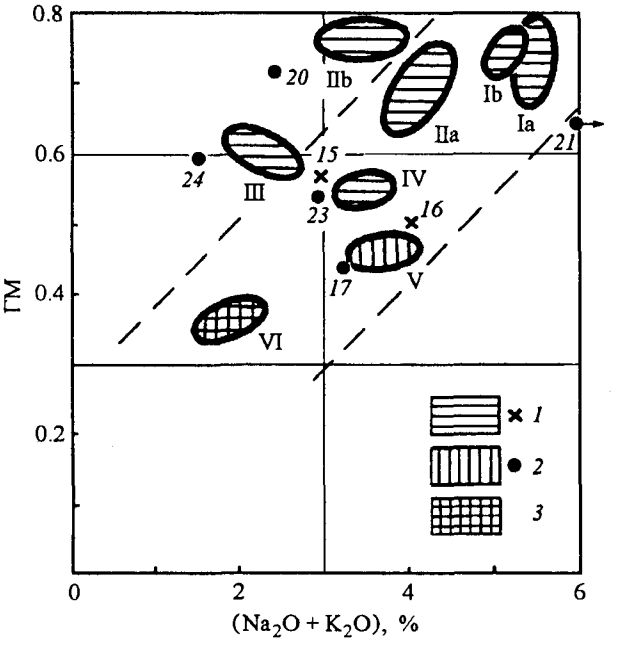


Рис. 91. Модульная диаграмма для двух профилей по дорифейской метаморфизованной «ископаемой почве» на субстрате верхнекарельских базальтов, Канада. Составлено по данным Х. Холланда и др., 1989 г. [334, p. 376–377].

1 и *2* – соответственно породы в профилях 1 и 2; *3* – породы из обоих профилей.

$FeO + Fe_2O_3$ и 25 % SiO_2. В абсолютных величинах это составляет 73.12 и 472.50 кг соответственно из каждого кубометра субстрата. Оценки для базитов дают: 30 % $FeO + Fe_2O_3$ (99.78 кг/м³) и 30 % SiO_2 (431.11 кг/м³).

Модель переотложения в Криворожском бассейне хемогенных продуктов выветривания записывается в форме уравнения материального баланса: $S_{сн} \cdot d \cdot p_i = S_{бас} \cdot v_i$, где $S_{сн}$ – площадь области сноса; d – линейная скорость выветривания, составляющая в среднем для континентов 100 м за 1 млн лет; p_i – масса компонента, вынесенного из единицы объема выветриваемых пород (ее оценки даны выше); $S_{бас}$ – площадь пра-Криворожского бассейна, составляющая 5 тыс. км²; v_i – скорость осаждения растворенного компонента из вод бассейна. Для Fe и SiO_2 оценки v_i дают 20 и 30 мг/см² за год. Таким образом, неизвестной величиной в уравнении материального баланса остается только $S_{сн}$, т. е. площадь области выветривания. Подстановка известных оценок дает для нее около $1.8 \cdot 10^5$ км² (если бы она целиком была сложена плагиогранитами) или $1.3 \cdot 10^5$ км² (если бы она была сложена только метабазитами), а в среднем – $1.5 \cdot 10^5$ км².

«Эта величина вполне сопоставима с площадью Приднепровского блока ($1.2 \cdot 10^5$ км^2) и существенно меньше таких гранит-зеленокаменных областей, как блок Йилгарн (Западная Австралия – $>1 \cdot 10^6$ км^2) или архейский кратон Унгава на Канадском щите... В то же время отношение областей сноса к области седиментации (в рассматриваемом случае 30) близко к современным отношениям такого рода для гумидных областей (порядка 20–40...)... Поэтому представляется, что гумидное выветривание плагиогранит-зеленокаменных областей в условиях восстановительной азотно-углекислой атмосферы (но лишенной сероводорода) вполне могло обеспечить синхронное осаждение железа... в Криворожском и других подобных ему бассейнах» [148, с. 45].

Однако масса хемогенного осадочного материала составляет лишь 1/4–1/5 часть от полной массы эродированного субстрата. Следовательно, остаток должен был где-то отложиться в форме кластического материала. Поскольку в саксаганской свите такого материала слишком мало (не более 30 %), приходится допустить, что кластогенные дериваты размытой предсаксаганской КВ оседали в другой зоне древнего бассейна: «*Применительно к Криворожскому бассейну это могло бы означать, что за его пределами следует искать реликты мощных (10 км и более) терригенных (сланцевых, гнейсовых) толщ, распространенных на площади не меньшей, чем площадь железорудного бассейна, и одновозрастных с* [железорудной толщей]». В качестве таких (как бы коррелятных относительно железорудной толщи) авторы рассматривают развитые к западу от Криворожско-Кременчугской полосы развития ЖКСФ мощные (10 км) метатерригенные толщи ингуло-ингулецкой серии: «*Благодаря своей значительной мощности и площади распространения отложения ингуло-ингулецкой серии вполне могли бы соответствовать областям терригенной лавинной седиментации, синхронной с железонакоплением в Криворожском бассейне. Такая постановка вопроса... позволяет объяснить, куда девалась огромная масса терригенного материала, сносимого с суши при выветривании гранит-зеленокаменных областей во время седиментации саксаганской свиты криворожской серии*» [148, с. 47].

Обратим внимание на то, что цитированные украинские геологи считали глинозем инертным компонентом при выветривании. Однако высказывалась идея о выносе глинозема из КВ. Так, при изучении древнейших кор выветривания УКЩ А. Д. Додатко обратил внимание на повсеместно развитый в древнем метаморфизованном элювии процесс окварцевания плагиоклазов и замещения роговой обманки актинолитом. По его мнению, эти явления определенно указывают не на привнос SiO_2 (что напрашивается), а на *вынос Al* (вместе с признаваемым всеми исследователями выносом из древних кор выветривания Fe и Si). Однако если вынесенные Fe и Si налицо (это железорудная толща саксаганской серии), то *где же осадился вынесенный глинозем*? Если бы он

действительно выносился, то, по мнению В. К. Головенка, «*мы должны были бы иметь среди отложений криворожской серии комплементарные накопления глинозема в еще более значительных количествах, чем железа. Однако ничего подобного в отложениях криворожской серии мы не наблюдаем*» [81, с. 137]. По мнению А. Д. Додатко, аргумент В. К. Головенка не имеет силы, ибо в саксаганской серии вынесенный глинозем зафиксирован в семи сланцевых горизонтах общей мощностью 400–450 м. «*Эти горизонты сложены кварцсодержащими серицитовыми, биотитовыми, хлоритовыми, филлитовыми и другими сланцами, содержание глинозема в которых изменяется от 12 до 28 %. Кроме того, в составе верхней свиты криворожской серии (по современной классификации, гданцевская и глееватская свиты) также распространены горизонты кварц-углисто-серицитовых, кварц-биотит-хлоритовых и других сланцев мощностью до 200–400 м и с аналогичными содержаниями глинозема. При накоплении этих толщ метаосадочных пород мог расходоваться весь выносимый из элювия глинозем без особых «комплементарных» его накоплений*» [95, с. 140].

В такой трактовке саксаганские сланцы придется рассматривать уже не как метатерригенные (что как будто ранее не оспаривалось), а как метахемогенные образования (типа железистых кварцитов, но иного состава). Эта идея представляется слишком радикальной. Кроме того, вынос алюминия, как справедливо указал В. К. Головенок, должен отразиться на величине ТМ элювиальных продуктов. Хотя А. Д. Додатко не считает такое возражение серьезным, думается все же, что вынос алюминия из позднеархейских и карельских КВ не мог быть значительным. К тому же, при убогих валовых содержаниях титана ТМ железистых кварцитов повышен, что может указывать на некоторый вынос титана вместе с железом из исходного субстрата при относительно инертном поведении алюминия.

Другой аргумент А. Д. Додатко (накопление кварца за счет выноса глинозема) опровергается экспериментами Е. Т. Боброва и Т. Г. Щипакиной, обнаружившими, что в условиях, моделирующих зеленосланцевый метаморфизм глинистых продуктов коры выветривания, наблюдается изохимический процесс вторичного окварцевания: «*Метаморфизм глинистых минералов сопровождался выделением избыточного кремнезема в составе α-кристобалита и кварца, что может объяснить наличие многочисленных кварцевых жил в профилях метаморфизованных остаточных пород и их переотложенных продуктах, обычно рассматриваемых как проявление кварцевого метасоматоза*» [21, с. 25].

Таким образом, по совокупности имеющихся данных, ранее уже хорошо обобщенных в монографиях Ю. П. Мельника [175], Ю. П. Казанского [121], В. К. Головенка [82], А.И. Пака [200], А. Д. Савко и А. Д. Додатко [233], Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной [21], следует признать, что в позднеархейских и карель-

ских КВ не происходило заметного выноса алюминия (может быть, вынос был очень слаб и проявлялся только локально), но чаще имело место его накопление (например, от 14–15 % глинозема в исходных гранитах до 20–23 % в слюдяных сланцах – в пересчете на бескарбонатное вещество [121, с. 59]).

8.4. Рифейские и вендские коры выветривания

Гренвилльские сланцы Онтарио. Двуслюдяные гранат-ставролитовые гренвилльские сланцы Онтарио, Канада, образовались, по-видимому, по глинистым породам – дериватам древней коры выветривания [335]. Сланцы имеют довольно высокую титанистость: всего один состав из 11 относится к нормотитанистым, а прочие все супер- и гипертитанистые. Абсолютные содержания TiO_2 заметно выше кларковых для рифейских сланцев: 1.3–2.7 против 0.94 % [228]. Поскольку повышенная титанистость не сопровождается повышенной железистостью, не видно оснований утверждать, что субстратом для древней КВ были базиты. Но если субстрат был кислым или средним, то отчего так высока титанистость? Поэтому здесь нельзя исключить, что рифейское[5] выветривание происходило при более энергичном выносе Al и Fe, нежели Ti.

Это предположение отчасти подтверждается при анализе данных Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной для рифейских КВ по кислому и основному субстратам [21, с. 41–47]. Для субстрата гнейсов и гранитов отмечаются негативная корреляция щелочности с ГМ и ЖМ и тенденция к позитивной корреляции ЖМ–ТМ, тогда как для основных пород картина иная – позитивная корреляция ГМ–ТМ и негативные корреляции общей и нормированной щелочности с ГМ и ЖМ. Любопытна также тенденция негативной корреляции титанистости и железистости, тогда как в древних КВ по гранитам наблюдалось обратное. Это могло бы означать, что Al и Fe выносились из профиля древней КВ по основному субстрату интенсивнее, чем Ti.

Рифейский элювий по разным субстратам. В табл. 120 обработано 12 анализов рифейского(?) слабометаморфизованного элювия по субстрату гнейсов, гранитов, амфиболитов, диабазов и габбро архейского фундамента Русской платформы (Среднее Приднестровье, Поволжье, Белорусский массив) [21, с. 29–51]. В основном это средние и верхние зоны профиля древней КВ по кислому субстрату, или только средние, существенно хлорит-гидрослюдистого состава – по основному субстрату. Как полагают

[5] Возраст дометаморфического субстрата этих сланцев неясен. Как указывает Л. И. Салоп, Гренвилльский геосинклинальный пояс на ЮВ Северо-Американской платформы «*сложен главным образом породами фундамента (по возрасту от катархея до мезопротозоя включительно), интенсивно переработанными во время гренвилльского диастрофизма*» [234, с. 256–257].

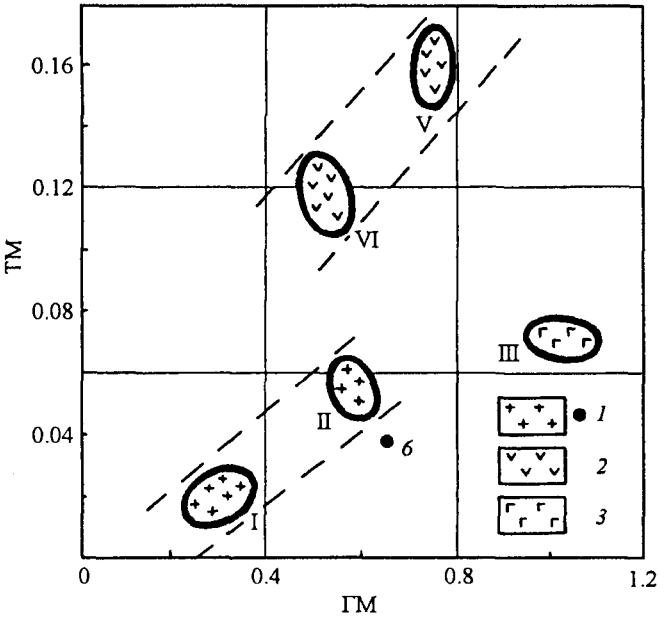


Рис. 92. Модульная диаграмма для рифейских остаточных пород Среднего Приднестровья, Поволжья и Белорусского массива.
Составлено по данным Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной, 1991 г. [21, с. 46, 48].
1–3 – элювий по субстрату: гранитов и гнейсов (*1*), метабазитов (*2*), габбро (*3*).

Е. Т. Бобров, И. Г. Щипакина, первичный (дометаморфический) «*состав... пород средних зон был не хлорит-гидрослюдистый (иллитовый), а хлорит-монтмориллонитовый с примесью смешанослойных минералов монтмориллонит-гидрослюдистого типа, а также каолинита и гетита... Присутствующие в профиле остаточных пород смешанослойные образования, содержащие до 40 % разбухающих слоев, следует рассматривать как реликтовые*». В итоге они разделили минералы слабометаморфизованного древнего элювия на две ассоциации: первично гипергенную (хлорит-монтмориллонит-смешанослойные-гидрослюда-каолинит) и метаморфогенную (иллит-диккит-гематит) [21, с. 44–45].

На модульной диаграмме (рис. 92) хорошо видны два поля позитивной корреляции ГМ–ТМ: одна для кислого субстрата (кластеры I, II и обр. 6) и другая для основного (кластеры IV, V). Породы кластера III (Среднее Приднестровье) занимают обособленное положение, что, вероятно, надо связывать с особенностями состава основного субстрата, который здесь представлен габбро и габбро-норитами, заметно измененными в зонах контакта с гранитами и мигматитами.

Таблица 120

Химический состав рифейских остаточных пород Среднего Приднестровья, Поволжья и Белорусского массива.
Составлено по данным Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной, 1991 г. [21, с. 46–48]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	6
	Метагнейсы и граниты		Метабазиты			Метагнейс (гипогидролизат)
	Щелочной миосилит	Щелочной гипогидролизат	Псевдогидролизат	Щелочной суперсиаллит	Ti псевдогидролизат	
n	3	2	2	2	2	
SiO_2	67.89	53.78	39.81	53.98	41.77	54.60
TiO_2	0.34	1.05	1.42	1.84	2.26	0.72
Al_2O_3	17.18	19.53	20.22	15.78	14.11	19.33
Fe_2O_3	1.93	4.84	11.84	7.44	10.51	14.21
FeO	0.76	5.91	7.45	3.23	4.32	1.61
MnO	0.01	0.03	0.12	0.07	0.22	0.02
MgO	0.47	2.50	3.70	2.88	4.87	0.48
CaO	1.02	1.36	2.03	5.49	8.19	1.08
Na_2O	1.80	1.59	0.19	2.28	0.77	1.61
K_2O	5.78	4.65	3.95	2.94	3.70	2.78
P_2O_5	0.16	0.29	0.25	0.48	0.50	0.20
П. п. п.	2.98	4.83	9.54	2.97	8.57	2.77
Сумма	100.32	100.36	100.52	99.38	99.79	99.41
ГМ	0.30	0.58	1.03	0.53	0.75	0.66
ФМ	0.05	0.25	0.58	0.25	0.47	0.30
АМ	0.25	0.36	0.51	0.29	0.34	0.35
ТМ	0.020	0.054	0.070	0.116	0.160	0.037
ЖМ	0.15	0.52	0.90	0.61	0.92	0.79
НКМ	0.44	0.32	0.20	0.33	0.32	0.23
ЩМ	0.30	0.30	0.10	0.80	0.20	0.60

8.5. Каолинит и его дериваты – улики гумидного выветривания

По данным, сведенным А. И. Паком [200], достоверный каолинит *в неметаморфизованных* корах выветривания появляется только начиная с рифея. Это явная ошибка. На самом деле каолинит в корах выветривания несомненно появился задолго до рифея; об этом свидетельствуют указания на присутствие каолинита в слабометаморфизованных КВ карельского времени в Финляндии [285] и на Анабарском щите [112, 242]. Если же привлечь к рассмотрению и *метаморфизованные КВ*, то придется признать, что каолинит формировался в корах выветривания и гораздо раньше – не только в карелии, но и в архее.

Можно утверждать, что все низкощелочные метаморфиты-гидролизаты первоначально содержали каолинит.

К таким образованиям можно отнести следующие: верхнеархейские кейвские сланцы на Кольском полуострове [82, с. 126–133], глиноземистые сланцы Витватерсранда (низы карелия) [349], нижнекарельские гнейсы тетеревбугской свиты на западе УКЩ [82, с. 161], глиноземистые сланцы, развитые по субстрату архейских гнейсов и конгломератов в Финляндии [285], древние коры выветривания на Анабарском щите – по субстрату биотит-гранатовых [112] и пироксеновых гнейсов [242], анайскую свиту акиткания [234] и пурпольскую свиту R_2 в Байкальской горной области [82, с. 50–57]; рифейские диаспоровые бокситы и корундиты Монголии [98]; зигальгинскую свиту R_3 на Южном Урале [82, с. 114–118], рифейские толщи Енисейского кряжа (потоскуйскую, шунтарскую и киргитейскую свиты в тунгусикской серии R_2 и особенно верхнеангарскую свиту в основании ослянской серии R_3 [82, с. 98–103]). Из нижнепалеозойских метаморфитов, в субстрате которых несомненно присутствовал каолинит, назовем «искристые сланцы» D_2 на Северном Урале [295, с. 192] и танамысскую толщу S–D Северного Памира [33].

Едва ли можно сомневаться в том, что такие глиноземистые и железистые минералы, как пирофиллит, кианит, ставролит и хлоритоид, ведут свою генетическую линию от каолинита.

Они могут получиться либо путем простейшей реакции каолинита с кварцем и магнетитом, либо в реакциях обменного разложения (каолинит + калишпат, каолинит + монтмориллонит и др.):

$$\underset{\text{каолинит}}{Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O} + \underset{\text{кварц}}{2SiO_2} \Rightarrow \underset{\text{пирофиллит}}{Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O} + H_2O$$

$$\underset{\text{каолинит}}{Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O} \Rightarrow \underset{\text{кианит}}{Al_2O_3 \cdot SiO_2} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} + 2H_2O$$

$$\underset{\text{каолинит}}{2(Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O)} + \underset{(\text{магнетит})}{FeO} \Rightarrow \underset{\text{ставролит}}{FeO \cdot 2Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O} + \underset{\text{кварц}}{3SiO_2} + 3H_2O$$

$$\underset{\text{каолинит}}{2(Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O)} + \underset{(\text{монтмориллонит})}{FeO,\ MgO} \Rightarrow \underset{\text{хлоритоид}}{(Fe,Mg)O \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} + 3H_2O$$

Известно, что формирование каолинита требует кислой среды. В отсутствии настоящих почв и наземной растительности (которая появилась не ранее позднего силура) кислая среда на поверхности Земли обеспечивалась почти исключительно за счет атмосферного CO_2.[6] Колебания содержаний атмосферной CO_2, как доказано

[6] Если пренебречь локальными очагами сернокислотного выветривания или гидротермального выщелачивания, связанного с вулканами.

А. Б. Роновым, контролировались колебаниями интенсивности вулканизма. В свою очередь эпохи мощного вулканизма были эпохами талассократическими: в это время происходили опускания земной коры континентов. Поскольку в фанерозойской истории Земли эпохи массового развития и последующего размыва кор выветривания также были талассократическими (например, O_2, D_3, C_1, J_3 и др.), то, как давно уже стало ясно, талассократические эпохи характеризовались господством гумидного климата. В эти эпохи уменьшались в размерах полярные шапки, а климатическая зональность становилась менее контрастной. Напротив, с геократическими эпохами (D_1, P_2–T, плейстоцен) связаны глобальная аридизация климата, материковые оледенения и очень резкая климатическая зональность.

Итак, есть все основания думать, что интервалы докембрийского разреза, обогащенные породообразующими элементами-гидролизатами (Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2), соответствовали талассократическим эпохам с господством гумидного климата. Однако фанерозойская история Земли показывает, что соотношение площади океанов и континентов контролировалось глобальной тектоникой. Сейчас уже стало ясно, что господство аридных обстановок в карелии и раннем–среднем рифее связано с образованием первой Пангеи – докембрийского суперконтинента [263]. Раскол суперконтинента на рубеже среднего и позднего рифея, свидетельством чего считают, среди прочего, и мощные изотопные аномалии Sr в карбонатах [357], должен был сопровождаться гумидизацией климата. Не об этом ли свидетельствует повышение частоты встречаемости каолинита (или его метаморфических производных) именно в отложениях верхнего рифея?

8.6. Накопление калия в красноцветных толщах – улика аридного выветривания

Высококалиевые сланцы, содержащие 5–6, а нередко до 10–12 % K_2O, известны в верхнеархейском сланцевом поясе Яванахалли (Индия) [345], в гуронской надсерии Канады (карелий) [82, с. 207], в сегозерской серии Центральной Карелии (нижний карелий) [298, с. 691], в удоканской серии Олёкмо-Витимской горной страны (карелий) [298, с. 693], в низах курской серии КМА [82, с. 182–183], в основании бурзяния (большеинзерская свита R_1) и каратавия (бирьянская подсвита зильмердакской свиты R_3) на Южном Урале [298, с. 693], в новобобровской и аньюгской свитах R_3 на Тимане, в джалагунской свите R_1 Средневитимской горной страны [82, с. 77], в сериях R_3–$Є_1$ Дальред в Шотландии и Коннемара в Ирландии [82, с. 190–191], в меденосной катангской свите R_3 Центральной Африки [246], в хойдышорской вулканогенно-осадочной толще $Є_3$–O_1hd на Полярном Урале [298].

Феномен накопления калия в древних КВ давно уже обсуждается в литературе, но удовлетворительного объяснения так и не получил.

Например, сибирские геологи, отмечая «необычное поведение» калия, который в отличие от послекембрийских кор накапливается в верхах профиля древних КВ, пытались истолковать этот феномен в духе униформизма, отнеся его на счет наложенного метаморфизма: «*Предполагая гидрослюдисто-каолинитовый первичный состав кор, следует допускать привнос калия. Осуществляется он, вероятно, двояким путем: при калиевом метасоматозе в процессе метаморфизма и за счет привноса калия, выщелоченного из верхних горизонтов коры выветривания грунтовыми водами*» [171, с. 169]. В действительности, первая модель – это типичная гипотеза *ad hoc*, сама требующая доказательств, а вторая противоречит утверждению авторов о том, что богатые калием образования суть именно *верхние* горизонты коры выветривания.

В 1991 г. мы предложили радикально иную трактовку накопления калия в древних корах выветривания. В основе ее лежат три положения.

1. В согласии с Б. М. Михайловым [181] и многими другими геологами мы полагаем, что древние слюдистые сланцы отнюдь не являются нижними горизонтами нормальных (латеритных!) кор выветривания, у которых верхние горизонты срезаны эрозией: это в большинстве случаев *верхние* горизонты примитивных древних КВ. Как правило, не являются они и продуктами аллохимического метаморфизма (с привносом калия) былых каолинитовых или каолинит-гидрослюдистых зон полнопрофильных кор выветривания. Хотя такой процесс отнюдь не исключен, он не может приниматься априорно – без серьезных доказательств.

2. Древние слюдистые сланцы часто являются красноцветными и находятся в многозначительном парагенезисе с красноцветными же высококалиевыми аркозами.

3. Древние слюдистые сланцы, как впервые ясно показал В. К. Головенок [82], часто содержат калиевый полевой шпат.

В совокупности все это означает, что древние (верхнеархейские, карельские и рифейские, а отчасти и раннепалеозойские – додевонские) красноцветные высококалиевые глинистые сланцы суть не что иное, как деривaты коры выветривания щелочного аридного типа. Необычность такой трактовки состоит в том, что большинство исследователей фанерозойских кор выветривания серьезно рассматривали только эпохи гумидного климата: молчаливо предполагалось, либо открыто заявлялось [233, с. 186], ***что в эпохи аридного климата коры выветривания не формировались.***

Однако *применительно к докембрию* мы должны считаться с тремя важными обстоятельствами:

– эпохи аридного климата могли быть очень длительными, поэтому даже относительно слабое щелочное выветривание могло в итоге приводить к значительным геологическим результатам;

– низкая влажность могла отчасти как бы компенсироваться повышенным содержанием CO_2 в атмосфере и повышенной темпе-

ратурой поверхности Земли, что делало процессы разложения породообразующих минералов более интенсивными;

– аридные ландшафты докембрия не должны механически отождествляться с современными пустынями Азии или Африки; весьма вероятно, в согласии с А. И. Паком [200], что климатические обстановки были *субаридными*, т. е. с большим увлажнением, чем, например, в современных внутриконтинентальных пустынях Сахара или Гоби. В таком климате возможно периодическое удаление растворимых продуктов выветривания, что обеспечивает проработку субстрата на большую глубину от поверхности.

Ретроспективное изучение геологической литературы показывает, что на важность аридного выветривания уже давно указывали весьма авторитетные исследователи; однако их голос заглушался господствующей «латеритной парадигмой», в соответствии с которой под «выветриванием» имплицитно понимался только кислый гумидный процесс, порождающий КВ с бокситами или, по крайней мере, – с каолинитом. «Латеритная парадигма» мешала оценить по достоинству широчайшее проявление процессов аридного выветривания в докембрии.

Среди немногих геологов, уделивших должное внимание аридному выветриванию в докембрии, следует назвать А. И. Пака [200], по мнению которого свидетельством аридных обстановок являются: коры выветривания по архейским гнейсам ЮВ склона Анабарского щита (данные Э. А. Шамшиной, Л. В. Никишовой, 1971 г.), большинство описанных рифейских кор Сибири (Ангаро-Питский район, Присаянье , юг Алданского щита). Эвапориты – прямые индикаторы аридного климата – отмечаются им в разрезах рифея Северо-Американской платформы и Гренландии, а также в рифее и венде на большей части Индостана. В довендскую эпоху и в раннем венде на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении, как считает А. И. Пак, основываясь на данных сибирских геологов, также господствовали аридные обстановки [200, с. 51–57].

По мнению В. А. Соколова и К.И. Хейсканена [244], описавших несколько горизонтов метаморфизованных КВ в пределах карельского комплекса в Карелии, они формировались в теплом, но сухом климате и в атмосфере хотя и с присутствием свободного кислорода, но с повышенным содержанием CO_2. Как полагает А. И. Пак, «*в аналогичных климатических условиях, очевидно, образовались и раннепротерозойские коры выветривания района оз. Гурон на Канадском щите*». Однако этому заключению противоречит уже следующая его фраза: «*Коры выветривания обоих районов* (т.е. Балтийского и Канадского щитов. – *Я.Ю., М.К.*) *представлены кварц-карбонат-биотитовыми типами профилей с единичными выделениями андалузита, кордиерита и других продуктов метаморфизма каолинита*» [200, с. 44]. Думается все же, что при аридном выветривании каолинит сформироваться не может. По всей вероятности, в указанных районах каолинит формировался в эпизодах гумидного выветривания, которые имели место на фоне более

продолжительных аридных эпох. Что касается кордиерита, то, как показали эксперименты Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной [21], он образуется из хлорита.

Однако за 12 лет до обобщающей сводки А. И. Пака, еще в 1975 г., Н. Н. Верзилин энергично подчеркнул специфику аридного выветривания, основываясь на своем опыте изучения аридных меловых толщ Ферганской депрессии: «*При одинаковой выровненности рельефа в условиях жаркого гумидного климата формируются коры выветривания, качественно отличные от возникающих в зоне аридного климата. Естественно, существенно различаться в том и другом климате будут и осадки, одновозрастные с корами выветривания... Нам кажется уместным подчеркнуть, что в аридных условиях сами процессы идут существенно иначе, чем в гумидных, и ни о каком развитии в подобных условиях каолинитовых кор выветривания не может быть речи*» [50, с. 22].

Главной причиной специфики аридного выветривания является щелочная среда: «*Как известно, для выветривания в аридной обстановке обычно характерна щелочная или нейтральная среда... в отличие от преимущественно кислой обстановки формирования каолинитовых кор выветривания... Мы должны ожидать, что ... будет отличной ... не только направленность образования глинистых минералов, но и устойчивость многих других компонентов выветривающихся пород. Подобный вывод следует и из данных, полученных А. С. Запорожцевой (1968) при экспериментальном изучении растворения ряда обломочных минералов, и из указаний И. И. Гинзбурга (1963) на то, что калий-натриевые полевые шпаты в условиях нейтральной, а тем более щелочной среды не выделяют при разложении свободной энергии и поэтому являются устойчивыми. По мнению этого исследователя, в условиях щелочной среды и слабого водообмена... скорее возможно образование из каолинита + кремнекислоты + калия слюд и даже полевых шпатов, чем разложение слюд в каолинит*» [50, с. 22].

В 1972 г. в книге «Основы геохимии» крупный советский геохимик В. В. Щербина уделил немало места проблеме аридного выветривания. «*В зависимости от среднегодовой температуры и влажности выделяют два типа выветривания: аридный (безводный), характерный для жаркого сухого климата, и гумидный (сырой, влажный), характерный для умеренного климата с большой влажностью.*

Аридный тип характеризуется щелочным процессом выветривания, потому что при разложении обычной глубинной горной породы слабая кремневая кислота не в состоянии нейтрализовать освобождающиеся при разложении силикатов K_2O, Na_2O, CaO, MgO. *Сухость жаркого воздуха не благоприятствует развитию растительности, скудные растительные остатки быстро окисляются (истлевают), не образуя почвенных кислот. Продукты разложения остаются на месте, и только растворимые щелочные соли в какой-то степени уносятся водой. Они увлекают с собой*

кремнекислоту (в виде растворимых силикатов) и частично глинозем (в виде алюминатов)... При аридном выветривании господствуют окислительные процессы, усиленные еще и тем, что в щелочной среде окислительно-восстановительные потенциалы сильно снижаются, благоприятствуя окислению кислородом низших окислов до высших (например, $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$*), что в условиях кислой среды невозможно, потому что потенциал этой реакции (+1.35 в) выше потенциала разложения воды с выделением кислорода (+1.23 в)»* [282, с. 199–200].

Одним из прогнозируемых следствий такого выветривания должно быть повышение ТМ в продуктах выветривания, поскольку глинозем, по В. В. Щербине, отчасти выносится, а титан в окислительной среде должен быть неподвижным. Возможно, именно с этим связаны довольно заметные (и бóльшие, чем в исходных гранитах) значения ТМ в некоторых красноцветных аркозах и сланцах типа first cycle. В диагенезе красноцветных осадков могут происходить характерные изменения минералогического и соответственно химического состава. И действительно, согласно микроскопическим наблюдениям Н. Н. Верзилина, в аридных меловых песчаниках и алевролитах Северной Ферганы содержание зерен кварца и особенно обломков кремнистых пород убывает в направлении от области сноса в глубь седиментационного бассейна; оно заметно снижается в разрезах, расположенных относительно источника сноса дальше всего лишь на 1–2 десятка километров. Поскольку источник сноса в сравниваемых разрезах был явно одним и тем же, наблюдаемую картину Н. Н. Верзилин объясняет диагенетическим растворением и выносом кремнезема в щелочной среде аридного бассейна. Получается парадоксальный результат: обломочная порода обогащается относительно неустойчивыми в гипергенезе полевыми шпатами! Очевидно, что аналогичного эффекта следует ожидать и в аридной коре выветривания.

Любопытно при этом, что относительная концентрация полевых шпатов происходит более интенсивно в алевролитах по сравнению с песчаниками, что,*«возможно, иногда следует объяснять именно большей легкостью растворения при диагенезе относительно мелких зерен, сложенных кремнеземом, чем более крупных»* [49, с. 1184]. Следовательно, мы можем предположить, что аридные аркозовые алевролиты (вследствие как выветривания, так и диагенеза) должны отличаться от ассоциирующихся с ними аркозовых песчаников не только бóльшим ГМ (что свойственно любым алевролитам), но и большей величиною НКМ, что гумидным алевролитам, безусловно, не присуще (присутствие в алевролитах глинистой фракции всегда снижает НКМ, а не повышает). Это значит, что увеличение НКМ в ряду песчаник крупнозернистый → песчаник мелкозернистый → алевролит → аргиллит(?) есть диагностический признак именно аридных отложений.

Если аридное выветривание развивается по кислому субстрату, то формируются высококалиевые продукты – сланцы и аркозы.

Если же субстратом являются ультраосновные породы, то уликой аридного выветривания может быть *необычный парагенезис гидролизатов и силитов*. Такая картина обязана эпигенетическому процессу *силификации*, проявленному, например, в докембрийских серпентинитах в фундаменте Русской платформы. А. Д. Савко и А. Д. Додатко так описывают этот процесс: «*Образование зон силификации, по нашему мнению, происходило следующим образом. В результате воздействия на серпентиниты атмосферных вод выносились щелочные земли. При этом кальций и магний в форме бикарбонатов мигрировали вниз. Несколько ниже по профилю кальцит в виде* $CaCO_3$ *осаждался*, $MgHCO_3$ *сбрасывался из профиля... В сухие периоды осуществлялось движение вод вверх по капиллярам, причем щелочность их была повышенной (малое количество воды и большое количество щелочноземельных элементов). В этой среде кремнезем становился подвижным... и мигрировал верх по профилю, выпадая при испарении*» [233, с. 200].

Еще энергичнее процесс силификации (окремнения) развивался при выветривании серпентинитов с сульфидной вкрапленностью: «*При воздействии кислых растворов на серпентин освобождались ионы магния, которые, будучи сильными электролитами, вызывали коагуляцию кремнекислоты. Кроме того, силификация пород в зоне минерализации могла осуществляться в результате выпадения кремнезема в осадок из истинных растворов, несущих ионы кремния. Щелочные растворы, попадая в зону окисления, где* pH *воды в результате разложения сульфидов был менее 7, нейтрализовались, что вело к выпадению* SiO_2» [233, с. 200–201].

8.7. Глеевый процесс – ведущий тип дорифейского выветривания

Мы видели, что в отношении по крайней мере дорифейских кор выветривания данные всех исследователей хорошо согласуются друг с другом и свидетельствуют о преобладании процессов выноса из КВ породообразующих элементов – и не только натрия и кальция, но также кремния и алюминия, хотя подвижность их была, конечно, неодинаковой. Такой процесс возможен при выветривании в атмосфере, богатой углекислотой; к этому выводу давно пришли исследователи древних кор выветривания. По аналогии с современным процессом, описанным в почвоведении и внедренным в геохимию гипергенеза А. И. Перельманом, – ***будем называть углекислотное выветривание в восстановительной (но не сероводородной) среде глеевым процессом.*** Самым наглядным процессом современного оглеения является осветление пород вследствие выноса из них соединений трехвалентного железа.

Однако современный глеевый процесс развивается при относительно невысоких содержаниях CO_2 в грунтовых и подземных водах, составляющих 0.n % CO_2 или HCO_3^-. Хотя это на порядок

больше, чем концентрация CO_2 в современной атмосфере (около 0.03 % или $P_{CO_2} = 3 \cdot 10^{-4}$ атм), но значительно ниже концентрации CO_2 в атмосфере раннего докембрия. Поэтому единственным породообразующим элементом, способным к миграции в современном глеевом процессе, является железо, которое восстанавливается до Fe^{2+} и мигрирует в форме $FeHCO_3$. В атмосфере (и гидросфере) раннего докембрия содержание CO_2, как полагают, было на три порядка больше современного, при том что давление составляло несколько десятков атмосфер и способствовало растворению CO_2 даже в горячих водах. Например, в предположительно сингенетичных газовых пузырьках из кварцитов иенгрского комплекса на Алданском щите (коллекция Л. И. Салопа) содержалось около 61 % CO_2, а около 35 % приходилось на сумму H_2S, SO_2, NH_3, HCl и HF; в пузырьках из гальки верхнеархейских кварцитов Карелии нашли 44 % CO_2 и 31 % суммы H_2S, HF, NH_3, а из карельских фтанитов – 32 % CO_2 [121, с. 8]. Если же прибегнуть к актуалистической оценке состава катархейской атмосферы по составу современных вулканических эксгаляций, то содержание в ней CO_2 должно быть не меньше 10 % [234, с. 56], что тоже на три порядка выше современного.

Таким образом, можно в общих чертах указать специфику древнего глеевого процесса.

Во-первых, он был мощнее современного вследствие гораздо больших (в 300–1000 раз) содержаний CO_2 в атмосфере и соответственно в метеорных водах.

Во-вторых, отсутствие таких мощных комплексообразователей, как гумусовые кислоты (без которых немыслим латеритный процесс), отчасти могло компенсироваться наличием в атмосфере вулканогенных кислых газов, а в водах соответственно – сильных кислот (HCl, HF, H_2SO_4).

В-третьих, повышенные средние температуры на поверхности Земли, снижая растворимость в воде кислых газов, сильно ускоряли течение реакций растворения и гидролиза. В ту же сторону действовало и повышенное атмосферное давление, которое, по некоторым оценкам для катархея, составляло 50–60 бар. Если в современном океане содержится в равновесии с атмосферой в среднем только 3 $см^3$/л CO_2, то при $P_{CO_2} = 20$ бар и $T = 1200\,^{\circ}C$ это содержание составит 5000 $см^3$/л [234, с. 56].

Все это означает, что в катархейских корах выветривания было вполне возможно глубокое разложение магматических горных пород до составляющих их компонентов: Al_2O_3, Fe_2O_3, SiO_2 с образованием соответствующих хемогенных осадков в форме корундитов, железных руд и железистых кварцитов, а также продуктов аутигенного ресинтеза из растворов в виде железистых хлоритов и других силикатов.

В карельский эон все параметры глеевого процесса стали ниже (температура, давление и концентрация в атмосфере CO_2 и кислых газов) и, по-видимому, в основном прекратился вынос из кор

выветривания глинозема и кремнезема. Важнейшим событием стало появление свободного кислорода в атмосфере около 2.2 млрд лет назад на уровне около 0.01 от современного, что должно было пресечь возможность массового выноса в океан железа из кор выветривания. Именно к этому рубежу приурочено появление на Земле древнейших красноцветных толщ [300, с. 234–235].

Можно думать, что в позднем архее и до середины карелия на первых стадиях глеевого выветривания происходил эффективный вынос оснований в виде растворимых карбонатов и бикарбонатов (Ca, Na, Fe^{2+}, а отчасти, по-видимому, и Al в соединениях типа давсонита). По мере накопления в поровых растворах щелочей вследствие гидролиза прежде всего K_2CO_3 и Na_2CO_3, pH этих растворов должен был становиться щелочным, что приводило к осаждению труднорастворимых карбонатов: кальцита и доломита. Так могли формироваться карбонаты в средних и нижних горизонтах древних КВ. В эту самую общую, грубую схему значительные коррективы вносил климат: процесс, по-видимому, существенно отличался в аридных и гумидных условиях. ***Можно принять, что если в древней КВ не происходило заметного накопления калишпата, то процесс был преимущественно гумидным (слабокислым). Однако такое гумидное*** (субгумидное или миогумидное, по терминологии А. И. Пака) ***выветривание отнюдь не было аналогом постсилурийского латеритного процесса.***

Итак, изложенное показывает невозможность униформистского (актуалистического) сопоставления мезокайнозойского выветривания с докембрийским – по крайней мере с архейским и карельским. В этой ситуации для реконструкции процесса кроме прямого наблюдения его продуктов (которые, к сожалению, подвержены трансформациям при наложении аллохимического метаморфизма) решающее значение имеет эксперимент и термодинамическое моделирование.

С. А. Кашик и И. К. Карпов провели численное моделирование на ЭВМ процесса выветривания гранодиорита при разных парциальных давлениях CO_2 и при разных Eh ($P_{общ} = 1$ атм, 25 °C). Варьировалось также условие открытости–закрытости метасоматической системы флюид–порода. Как показало моделирование, в восстановительных условиях (Eh, близкие к нулю и меньше) «*отчетливо прослеживается тенденция увеличения агрессивности геохимической среды гипергенеза по мере повышения содержания* CO_2 *в атмосфере. Прежде всего это проявляется в резком увеличении растворимости пород, начиная с величины* $P_{CO_2} = 10^{-2}$ *атм. Растворение и вынос вещества из кор выветривания становятся, по-видимому, доминирующими процессами гипергенного преобразования пород, если* P_{CO_2} *находится в пределах 0.1–1 атм, так как новообразованные фазы, в данном случае каолинит, появляются на сравнительно поздних ступенях гидролиза. В такой физико-химической обстановке, способствующей массовой миграции всех без исключения элементов, дифференциация алюминия и кремния могла*

не происходить или происходить в очень незначительных масштабах. Как показывают результаты физико-химического моделирования, при высоких парциальных давлениях углекислого газа (10^{-2} атм и более) благодаря кислой обстановке гидролитического разложения гранодиоритов (pH 4.0–4.4) Al и Si переходят в водный раствор в сопоставимых количествах. В поле растворов для давлений $CO_2 > 0.1$ атм отношение Al / Si становится постоянным и составляет 0.5. Это приводит к тому, что гиббсит (или диаспор) исчезает в тыловой зоне метасоматической колонки профиля выветривания. Преобладающим минералом верхней зоны коры выветривания становится каолинит, причем, когда P_{CO_2} приближается к верхнему пределу ($10^{-0.66}$ атм), формируются чистые каолиновые глины, лишенные какой-либо примеси железосодержащих минералов.

Высокое содержание углекислоты в атмосфере ($P_{CO_2} > 1.0$–1.5 атм) ведет к исчезновению зоны смешанно-слойных силикатов – монтмориллонитов и хлоритов – в гипергенной метасоматической колонке, а ее место занимает кремнисто-карбонатная зона, в составе которой в тех или иных количествах присутствует каолинит. Такой состав хорошо сопоставим с метаморфизованными докембрийскими корами выветривания. Например, серицит-карбонатно-кварцевые сланцы на плагиогранитах Криворожского бассейна могут рассматриваться как метаморфизованный аналог каолинит-кремнисто-карбонатного горизонта...» [127, с. 56–57].

Эти же расчеты показали, почему при высоком содержании углекислоты в древней атмосфере не приходится ожидать в корах выветривания минералов свободного глинозема – последние начинают формироваться только при значениях P_{CO_2} от $10^{-1.5}$ атм и ниже. При этом огромное значение имеет режим фильтрации: «*Возникновение всех теоретически предсказанных зон возможно лишь в тех случаях, когда обеспечивается непрерывная фильтрация воды через породы со скоростью, достаточной для установления частичных равновесий между просачивающимся раствором и вновь образованными минералами по всей длине метасоматической колонки. Чрезвычайно сильный дренаж и высокая скорость фильтрации воды приводят к формированию преимущественно одной верхней зоны, так как вследствие кратковременного контакта циркулирующих растворов с исходными породами концентрации растворенных компонентов поддерживаются на уровне, близком к начальным стадиям протекания процесса. Наоборот, при застойном гидродинамическом режиме в зоне выветривания преимущественно развиваются минеральные ассоциации, соответствующие высоким степеням процесса взаимодействия дождевой воды с горными породами*» [127, с. 57–58].

Если метасоматическая система «дождевая вода–горная порода» открыта по отношению к атмосферному CO_2 (т. е. P_{CO_2} все время находится на уровне атмосферного), то ее эволюция в условиях промывного (но не слишком стремительного!) режима может при-

вести к образованию полной метасоматической колонки (гиббсит + гетит → каолинит + гетит → монтмориллонит + карбонаты). Если же система изолируется от атмосферы, то просачивающаяся вода быстро подщелачивается и «*процесс практически заканчивается в каолинит-гетитовой зоне с* pH *9*» [127, с. 58].

Заметим от себя, что эти замечательные результаты ясно объясняют феномен «пряников» в индийских и африканских латеритах, когда гиббситовая (или гиббсит-гетитовая) корка лежит прямо на свежем долерите – при отсутствии промежуточных зон коры выветривания. Дело в том, что такие «пряники» наблюдаются *на склонах* холмов, тогда как на их вершинах развиваются полные латеритные профили. Очевидно, что дождевая вода быстро скатывалась со склонов (а не медленно фильтровалась, как на плоских вершинах) и поэтому успевала сформироваться только тыловая зона КВ.

Краткие выводы

1. Изучение древних (как правило, метаморфизованных) кор выветривания имеет ключевое значение для познания эволюции атмосферы и гидросферы Земли. Здесь обособились два подхода: униформистский (актуалистический) и эволюционный. Приверженцы униформизма считают главным сходство древнего (докембрийского) и фанерозойского литогенеза, тогда как эволюционисты подчеркивают черты их различия. Если судить по наиболее крупным современным обобщениям Ю. П. Казанского, Л. И. Салопа, А. И. Пака, А. Д. Савко и А. Д. Додатко, Е. Т. Боброва, И. Г. Щипакиной, то идеи эволюционизма в настоящее время явно доминируют в литературе. Большинство исследователей уже согласились с тем, что в докембрии (в особенности в раннем докембрии) на Земле не могло быть полнопрофильных кор латеритного выветривания.

2. Вопрос о существовании наземных кор выветривания в катархее, по нашему мнению, уже не стоит. Косвенными уликами таких кор могут служить гидролизатные глинистые сланцы блока Пилбара (Западная Австралия), а также давно известные химически дифференцированные продукты – кластогенные кварциты-метапесчаники и корундиты. Вопрос о том, можно ли считать последние элювиальными и терригенно-обломочными образованиями, все еще не ясен, хотя нам кажется, что данные в пользу их хемогенно-осадочной природы более весомы.

3. На протяжении позднего архея, карелия и рифея, в период существования суперконтинентов – древних Пангей – на Земле господствовали эпохи аридного и субаридного климата. В эти эпохи по кислому субстрату формировались высококалиевые коры выветривания, а по основному и среднему субстратам – более гидролизатные КВ, но с сохранением в них значительного количества магния. Миграция кальция и магния по профилю КВ приводила к

формированию эпигенетических карбонатов (каличе). Геологическим свидетельством широкого развития щелочных аридных КВ являются мощные красноцветные толщи карелия и рифея, в которых высококалиевые аркозы ассоциируются с высококалиевыми глинистыми сланцами, содержащими ортоклаз, – остаточный или аутигенный.

4. Периоды раскола Пангей отличались гумидизацией климата. В это время в древних корах выветривания, несмотря на отсутствие почвенных кислот, мог формироваться каолинит, о чем свидетельствует присутствие глиноземистых минералов, явных дериватов каолинита, а иногда и самого каолинита, – и в более древних КВ, вплоть до верхнеархейских.

5. Как гумидное, так и аридное выветривание в раннем и среднем докембрии имело характер восстановительного глеевого процесса. Это можно считать доказанным на основании изучения древних кор выветривания, профили которых сильно отличаются от мезокайнозойских, а также на основании численного моделирования на ЭВМ, выполненного С. А. Кашиком и И. К. Карповым.

6. Вместе с тем несомненно, что все наши суждения о древних и древнейших КВ, представленных глубокометаморфизованными породами, весьма осложнены феноменом аллохимического метаморфизма, который также может порождать химически дифференцированные (в частности, глиноземистые) породы. Подробному анализу этой проблемы *конвергенции состава метагидролизатов* посвящена следующая глава.

ГЛАВА 9

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОНВЕРГЕНЦИЯ ГИДРОЛИЗАТОВ

9.1. О конвергенции состава эндо- и экзогенных гидролизатов

Согласно «Геологическому словарю» [70, т. 1, с. 350], под конвергенцией понимается «*образование продуктов сходного типа из различных источников и различными путями*». По свидетельству Д. И. Царева [267], ясная формулировка идеи конвергентности («гетерогенеза») в петрологии восходит к Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, а философский анализ этой идеи в современной геологии дан в трудах Г. Л. Поспелова. А. А. Сидоров, посвятивший конвергенции проблемную статью с выразительным названием «Глубины и проклятия конвергенции»,[1] утверждает, что никакая конвергенция не может

[1] Вестник РАН, 1996. Т. 66, № 9. С. 836–840.

создать тождественных объектов; надо только отыскать альтернативные диагностические признаки конвергентных объектов.

В рамках нашей темы нас будет интересовать конвергентность вещественного состава метаморфических и метасоматических[2] горных пород, относящихся к типу гидролизатов.

Флюид, движущийся через пористую среду горной породы, реагирует с минералами, выщелачивая одни из них и осаждая другие (новообразованные). Механизм этих процессов был раскрыт Д. С. Коржинским в 50-е годы. Он показал, что происходит «*образование нескольких одновременных резких фронтов замещения, на каждом из которых один из минералов породы подвергается полному замещению. При инфильтрационном метасоматозе между этими резкими фронтами замещения никаких изменений породы не происходит*» [142, с. 10–11]. В итоге формируется метасоматическая колонка, состоящая из отдельных хорошо различимых зон разного минерального состава. Как видим, ни температура, ни состав флюида специально не оговариваются – это факторы хотя и важные, но не определяющие сам процесс. В частности, элювиальная кора выветривания (КВ) это не что иное, как низкотемпературная (гипергенная) инфильтрационная метасоматическая колонка [128]. Данное обстоятельство и является объективной причиной удивительного сходства химического и минерального состава метаморфизованных кор выветривания с эндогенными высокотемпературными метасоматитами.

Серьезность этой дилеммы (древний гипергенез или термальный метасоматоз?) подтверждается свидетельствами видных геологов-метаморфистов: «*В относительно низкотемпературных зонах и при высоких химических потенциалах калия возникают характерные кварц-мусковитовые сланцы (кварц-мусковитовая фация кислотного выщелачивания – Кориковский, 1967), которые часто развиваются в зонах рассланцевания гранитоидов. В том случае, когда эти зоны возникают на границе супракрустальных толщ и гранитов, они становятся сходными с метаморфизованными корами химического выветривания как по своей геологической позиции, так и по составу. Только при тщательном литологическом и петрологическом исследованиях можно отличить эти образования друг от друга...*» [257, с. 22].

Может показаться, что существенное различие *геологических обстановок* формирования метагидролизатов разного типа должно дать критерий их распознавания. К сожалению, и структурно-тектонические признаки также оказываются конвергентными, поскольку для формирования как эндогенных, так и гипергенных метасоматитов одинаково благоприятны одни и те же структурные факто-

---

[2] Вслед за А. А. Маракушевым [204] метасоматоз мы рассматриваем как *аллохимический метаморфизм*. В таком понимании и околорудные гидротермальные аргиллизиты – это тоже породы метаморфические.

ры, в первую очередь – повышенная проницаемость субстрата. Например, такой яркий структурно-тектонический признак, как локализация метагидролизатов у поверхности крупных структурных несогласий, сама по себе отнюдь еще не является решающим доказательством их элювиально-коровой природы. Как подчеркивает В. Н. Разумова, *«поверхность древнего пенеплена как граница раздела двух структурных этажей является зоной повышенной проницаемости, а осадочный платформенный чехол выполняет роль экрана, что в свою очередь способствует локализации процессов метасоматического выщелачивания и цементации у границы с платформенным фундаментом – поставщиком глубинных растворов и газов, активизирующих подземные воды»* [220, с. 84].

В частности, на Приполярном Урале, на хр. Малдынырд, межформационный контакт комплексов уралид (кембрий-карбон) с доуралидами (рифей-венд) странным образом совпадает с зоной крупного Малдинского разлома, где развиты глиноземистые и железистые метагидролизаты [111, 304]. Можно думать, что само место заложения Малдинского разлома было предопределено положением межформационного контакта. Если на этом контакте существовали древние пирофиллитовые и серицитовые сланцы, то они неизбежно создавали ослабленную зону, по которой разгружались тектонические напряжения. Более того, эти сланцы являлись идеальной природной «смазкой», по которой могли проскальзывать крупные блоки массивных конгломератов (подошва уралид) или риолитов (верхи доуралид). Такая идея вполне согласуется с ныне модной концепцией «тектонической расслоенности литосферы».

Обычно недостаточно информативным оказывается и *морфологический критерий* – ни стратиформность, ни линейная ориентировка тел проблематичного генезиса, сложенных породами-гидролизатами, сами по себе не могут служить надежным диагностическим признаком.

Наконец, проблема распознавания конвергентных гидролизатов становится особенно трудной, если речь идет о *древних полиметаморфических комплексах*, при формировании которых (по определению!) заведомо имело место наложение разновозрастных термальных процессов. Здесь проблема сводится к старой дискуссии: был ли метаморфизм изохимическим или аллохимическим?

В наиболее ясной и развернутой форме идеи конвергентности признаков метагидролизатов разного генезиса были сформулированы В. Н. Разумовой в ее замечательной книге [220].

В 1977 г. В. Н. Разумова, известный специалист по корам выветривания, опубликовала сенсационную книгу, в которой, основываясь на большом фактическом материале, она как бы «порвала со своим элювиальным прошлым» и подвергла резкой критике представления о древних метаморфизованных корах выветривания. Большинство таких объектов, по ее мнению, – суть продукты гидртермально-метасоматических процессов, а не метаморфизованный древний элювий. Взгляды В. Н. Разумовой показались ее коллегам в ГИН АН СССР настолько радикальными, что книге даже было предпослано специальное предисловие Е. В. Шанцера, призванное предостеречь ортодоксально настроенного читателя от того, чтобы отвергнуть с порога столь еретические идеи.

Однако значение книги В. Н. Разумовой заключается не в том, что она ниспровергла старые догмы и утвердила новые взгляды – на наш взгляд, ни того, ни другого ей сделать не удалось. ***Книга В. Н. Разумовой замечательна тем, что в ней сама проблема конвергентности метаморфизованных продуктов выщелачивания и гидролиза была поставлена с чрезвычайной резкостью.***

В. Н. Разумова подчеркивает, что элювиально-почвенная природа гидролизатов (продуктов «метасоматического выщелачивания») отнюдь не может приниматься без доказательств, хотя такой стиль мышления стал привычным: «*Поставив на то или иное месторождение штамп «кора выветривания», исследователь успокаивается и перестает анализировать геологический материал, считая тем самым все вопросы генезиса решенными*» [220, с. 11]. Особенного внимания требуют гидролизатные продукты, развивающиеся в кровле складчатого фундамента древних платформ, – именно их обычно отождествляют с древними корами выветривания: «*Учение о древних корах выветривания в последние годы стало чрезвычайно модным, поэтому наряду с признанием участия эндогенных факторов в формировании некоторых месторождений коры выветривания многим образованиям стали приписывать элювиальное происхождение без достаточного для этого основания...*

Таким образом, если первоначально под корами выветривания понимались продукты поверхностного выщелачивания, то исторически сложилось так, что в комплекс древних кор выветривания вошли и продукты гидротермально-вадозного выщелачивания – глинистые метасоматиты приразломных зон, а иногда даже и собственно гидротермальные образования, с чем нельзя согласиться... В настоящее время необходим серьезный пересмотр материалов по древним корам выветривания с целью четкого разграничения продуктов гидротермально-вадозного выщелачивания от собственно гидротермальных, а также почвенно-элювиальных образований» [220, с. 9–10].

Приведя ряд убедительных примеров, доказывающих, во-первых, развитие гидролизатных продуктов на приподнятых по разломам блоках фундамента, а во-вторых, мощное развитие КВ линейного типа именно в зонах трещиноватости, связанных с разломами, В. Н. Разумова утверждает, что во ***всех*** таких случаях формирование продуктов гидролиза было результатом эндогенного («гидротермально-вадозного») процесса. Если же в дальнейшем и могли формироваться элювиальные КВ, то они, по ее мнению, непременно должны были накладываться на более древние, высокотемпературные метасоматиты. Таким образом, развитие древних элювиальных КВ непосредственно по первичному субстрату свежих пород фундамента В. Н. Разумова не допускает.

Для того чтобы выработать способы распознавания конвергентных метагидролизатов разного генезиса, мы вначале рассмотрим литохимические особенности таких объектов, генезис которых считается более или менее установленным, а затем исследуем

некоторые объекты спорного генезиса. В заключение этой главы мы попытаемся сформулировать несколько эмпирических критериев генетической диагностики гидролизатных продуктов.

9.2. Гидролизатные образования эндогенной природы

Среди этих объектов можно различать: а) постмагматические, тесно связанные с вулканитами, б) связанные с областями регионального прогрессивного гранулитового и ретроградного – амфиболитового и более низкоградного – метаморфизма.

Метасоматическая формация вторичных кварцитов. По свидетельству А. Д. Ракчеева, термин «вторичные кварциты» был введен в начале XX в. Е. С. Федоровым для обозначения особого типа околорудных изменений пород. В результате широких геологических исследований, среди которых выделяются основополагающие работы Н. И. Наковника, к настоящему времени установлено, что вторичные кварциты закономерно связаны с этапами развития подвижных («геосинклинальных») зон [204, с. 262].

Тела вторичных кварцитов образуют так называемые «массивы», т. е. зоны площадного гидротермального изменения и осветления пород площадью до десятков квадратных километров. Они имеют в плане либо изометричную форму (если образовались в апикальной части интрузивов или вокруг вулканических центров), либо линейную, если они контролируются зонами разломов или простиранием проницаемых пород, таких как туфы. «*Массивы вторичных кварцитов образуются на месте кислых и средних вулканогенных пород: лав, лавобрекчий, туфов, туфобрекчий, туфовых агломерато-брекчий, а также порфировидных гранитоидов. По всем этим породам образуются метасоматиты идентичного минерального состава, лишь количественные отношения минералов несколько варьируют в зависимости от различий содержаний в исходных породах таких малоподвижных компонентов, как глинозем и окись титана*» [204, с. 262].

Характерной особенностью формации вторичных кварцитов является грубая минеральная зональность: от зоны пропилитизации на периферии, через зону слабого изменения, до зоны сильного изменения в центральной части. По мере изменения минеральные парагенезисы последовательно обедняются и в пределе приближаются к мономинеральному. Эта зональность наблюдается и в вертикальном разрезе, но весьма важно грубо симметричное расположение зон, т. е. расположение самых измененных пород в центре – с убыванием степени изменения как вверх, так и вниз (чего никогда не бывает в профиле элювиальной КВ!).

Типоморфными минералами формации вторичных кварцитов являются:

1) кварц, а в приповерхностных субвулканических фациях еще и опал, халцедон, кристобалит и тридимит;

2) серицит-мусковит, а в низкотемпературных приповерхностных фациях – светлая гидрослюда, иногда натровая (по субстрату андезитов);

3) высокоглиноземистые минералы: андалузит, диаспор, пирофиллит, алунит;

4) галогенидосиликаты: зуниит $Al_{12}(OH, F)_{18} \cdot [AlO_4Si_5O_{20}]Cl$ и топаз $Al_2 \cdot [SiO_4] \cdot (F, OH)_2$;

5) боросиликат дюмортьерит $(Al, Fe)_7 \cdot [BSi_3O_{18}]$ и значительно реже – боратосиликат турмалин.

Приведем несколько примеров гидролизатных образований, которые можно по совокупности признаков относить к формации вторичных кварцитов.

Пирофиллитовые и диаспоровые метасоматиты по субстрату вулканитов. К таким образованиям относятся: метасоматиты по рифейским вулканитам, описанные в зоне Овручского рифта; пирофиллитовые породы по кислому субстрату на колчеданных месторождениях, описанные в книге В. В. Зайкова и др. [107], кислые аповулканиты, изученные А. В. Говоровой на Южном Урале [79], а Б. А. Голдиным и др. – на Северном Урале [8], диаспоровые аповулканиты среди карбоновых туфов Казахстана [146], юрские аповулканиты Армении [205], а также специфические образования – дюмортьеритовые конкреции.

Зона Овручского рифта. Здесь описаны пирофиллитовые породы, которые считаются метасоматитами по субстрату рифейских вулканитов среднего и кислого состава [107]. Судя по соотношению щелочей и глинозема, здесь можно выделить (табл. 121, рис. 93) кварц-пирофиллитовые породы (кластеры I, II и обр. 8, 3) и кварц-слюдисто-пирофиллитовые (кластеры III–V). По-видимому, они образуют генетический ряд (стрелки на рис. 96), причем потеря слюды сначала может сопровождаться окварцеванием (кластеры III → IV), но по мере нарастания количества пирофиллита выщелачивается и кварц, что ведет к росту ГМ (кластер I → → обр. 3 → кластер II). Натровый состав обр. 6, по-видимому, отражает процесс альбитизиации, который может быть результатом выноса натрия.

Компактный облик кластеров объясняется значительным предварительным усреднением: большинство анализов представляет собой средние, полученные авторами материалы из 2–67(!) анализов. Например, точка *8* – среднее из шести анализов. Заметим, что при большом желании пирофиллитовые породы можно трактовать не как метасоматиты формации вторичных кварцитов, а как образования древней КВ по рифейскому субстрату; однако первый диагноз здесь выглядит намного предпочтительнее.

Гайское и Кырвакарское месторождения. На Гайском серноколчеданном месторождении также описаны пирофиллитовые породы. Все девять составов, приведенных В. В. Зайковым и сотр. [107] представляют собой средние из 2–11 анализов. Но даже такое усреднение не ликвидирует *сильную дисперсию составов, характерную для аллохимического метаморфизма.* Здесь также

Таблица 121

Химический состав рифейских пирофиллитовых пород зоны Овручского рифта.
Составлено по данным В. В. Зайкова и др., 1989 г. [107, с. 28]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	3	6	8
	Мио-силит	Супер-сиаллит	Миосилит		Нормо-сиаллит	Нормосиаллит		Мио-силит
n	2	2	2	4	2			
SiO_2	76.24	59.62	71.56	76.53	67.15	68.13	67.50	77.19
TiO_2	0.65	0.62	0.62	0.58	0.69	0.86	0.54	0.67
Al_2O_3	14.98	29.95	15.10	13.05	16.38	19.61	17.41	14.70
Fe_2O_3	4.61	1.11	5.04	2.51	6.39	7.03	3.56	1.61
FeO	0.37	0.00	—	—	—	0.00	1.44	—
MnO	0.02	—	—	—	—	0.00	—	—
MgO	0.11	0.03	0.85	1.11	1.78	0.16	1.38	0.40
CaO	0.18	0.15	0.48	0.26	0.37	0.40	0.12	0.37
Na_2O	0.07	0.28	0.22	0.20	0.25	0.00	4.23	0.16
K_2O	0.18	0.12	2.59	2.89	3.68	0.20	—	1.52
P_2O_5	0.05	—	0.00	0.00	0.00	0.01	—	0.00
S	0.03	0.08	0.07	0.12	0.02	0.04	0.10	0.10
П.п.п.	2.83	7.96	3.13	2.65	3.13	3.66	3.68	2.83
Сумма	100.32	99.92	99.66	99.90	99.84	100.10	99.96	99.55
ГМ	0.27	0.53	0.29	0.21	0.35	0.40	0.34	0.22
ФМ	0.07	0.02	0.08	0.05	0.12	0.11	0.09	0.03
АМ	0.20	0.50	0.21	0.17	0.24	0.29	0.26	0.19
ТМ	0.043	0.021	0.041	0.044	0.042	0.044	0.031	0.046
ЖМ	0.32	0.04	0.32	0.18	0.37	0.34	0.28	0.10
НКМ	0.02	0.01	0.19	0.24	0.24	0.01	0.24	0.11
ЩМ	0.40	2.30	0.10	0.10	0.10	0.00	—	0.10

можно выделить разновидности метасоматитов, отвечающие, с одной стороны, кварц-серицитовым и серицитовым породам, а с другой – сильно изменчивым пирофиллитовым породам с несколько различающейся общей щелочностью.

На Кырвакарском месторождении Армении описаны метасоматиты по верхнеюрским туфам: пирофиллитизированные (нормо- и суперсиаллиты), алунитизированные (сернистые суперсиаллиты) и каолинизированные (нормогидролизаты). Шесть анализов этих пород, приведенных В. В. Зайковым и коллегами, представляют собой средние из 4–17 анализов [107]. Любопытно наличие позитивной корреляции на графике ТМ–ЖМ, что указывает на генетически единую серию метасоматитов, субстратом которых были средние или основные породы.

Пирофиллитовые породы месторождения Куль-Юрттау. Эти породы считаются метасоматитами по субстрату

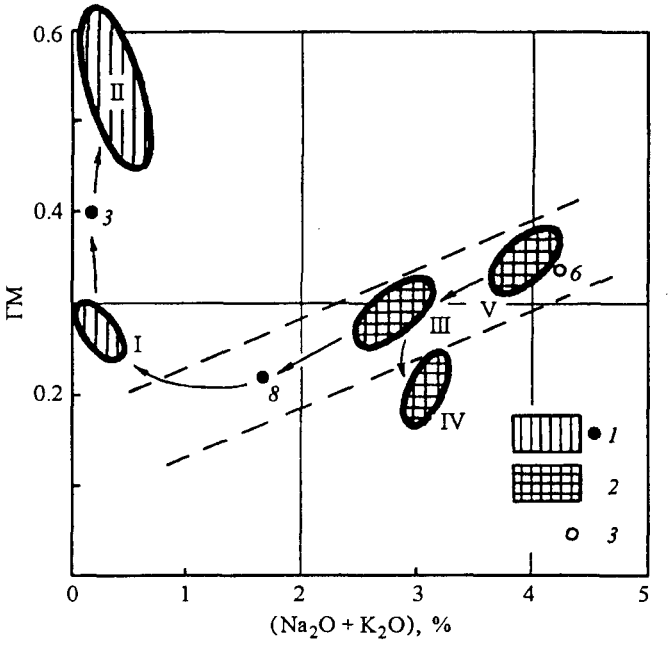


Рис. 93. Модульная диаграмма для пирофиллитовых пород зоны Овручского рифта. Составлено по данным В. В. Зайкова и др., 1989 г . [107, с. 28].

1, 2 – пирофиллитовые породы: малослюдистые (*1*), слюдистые (*2*); *3* – кварц-альбитовая (?) порода. *Стрелки* – предполагаемая последовательность формирования пород.

риолитов [107]. Приведенные В. В. Зайковым и сотрудниками 37 анализов (из которых 29 представляют собой *средние* из 2–16 анализов) ясно показывают картину аллохимического метаморфизма. Как видно из модульной диаграммы (рис. 94) и табл. 122, наблюдается дисперсия значений ГМ, НКМ, а также ЖМ (последнее отчасти связано с интенсивной пиритизацией некоторых пород). Колебания ГМ и НКМ отражают вариации содержаний пирофиллита, диаспора и кварца. Хорошо видны две группы измененных пород, отвечающие как бы двум ветвям метасоматического процесса: пирофиллитизации с разрушением полевых шпатов и выносом щелочей (ряд кластеров II → Ie → Ia) и выносу кремнезема с накоплением пирофиллита и диаспора (ряд кластеров III → V). Особую группу образуют пирофиллитово-слюдяные породы (кластер IV), которые по содержанию щелочей могут достигать уровня алкалитов (эти породы именуются в первоисточнике «вторичными кварцитами»). По-видимому, эти породы представляют реликт первой – щелочной – стадии метасоматоза (серицитизация). Они могут отвечать фронтальной зоне метасоматической колонки. Низкощелочные пирофиллитовые кварциты могут отвечать ее средней зоне,

Таблица 122

Средний химический состав пирофиллитовых метасоматитов месторождения Куль-Юрттау (Башкирия, D_2—C). Составлено по данным В. В. Зайкова и др., 1989 г. [107, с. 47—48]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	Id	Ie	II	III	IV	V
	Нормосилит	Миосилит	Нормосилит				Суперсиаллит	Щелочной гипогидролизат	Нормо-гидролизат
n	6	2	11	3	3	3	4	2	3
SiO_2	84.54	75.89	82.68	82.08	82.30	82.23	59.58	45.27	42.61
TiO_2	0.25	0.42	0.22	0.25	0.25	0.21	0.66	0.63	0.96
Al_2O_3	11.24	17.20	12.29	12.16	12.44	11.48	30.88	36.59	46.10
Fe_2O_3	0.09	0.35	0.26	0.19	0.31	0.37	0.14	0.30	0.14
FeO	0.47	0.78	0.65	0.65	0.25	0.49	0.26	0.11	0.11
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
MgO	0.21	0.24	0.23	0.15	0.32	0.38	0.09	2.51	0.05
CaO	0.10	0.17	0.23	0.18	0.20	0.17	0.08	0.85	0.05
Na_2O	0.06	0.26	0.23	0.31	0.43	0.54	0.46	2.21	0.31
K_2O	0.10	0.39	0.43	0.66	1.02	1.98	1.35	4.74	0.49
P_2O_5	0.03	0.04	0.02	0.01	0.05	0.05	0.07	0.04	0.12
SO_3	0.10	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
П. п. п.	2.65	4.15	2.56	3.00	2.54	1.85	6.11	6.54	9.15
Сумма	99.87	99.96	99.87	99.72	100.19	99.83	99.77	99.86	100.18
ГМ	0.14	0.25	0.16	0.16	0.16	0.15	0.54	0.83	1.11
ФМ	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01
АМ	0.13	0.23	0.15	0.15	0.15	0.14	0.52	0.81	1.08
ТМ	0.022	0.024	0.018	0.021	0.020	0.019	0.021	0.017	0.021
ЖМ	0.05	0.07	0.08	0.07	0.05	0.08	0.01	0.01	0.01
НКМ	0.01	0.04	0.05	0.08	0.12	0.22	0.06	0.19	0.02
ЩМ	0.60	0.70	0.50	0.50	0.40	0.30	0.30	0.50	0.60

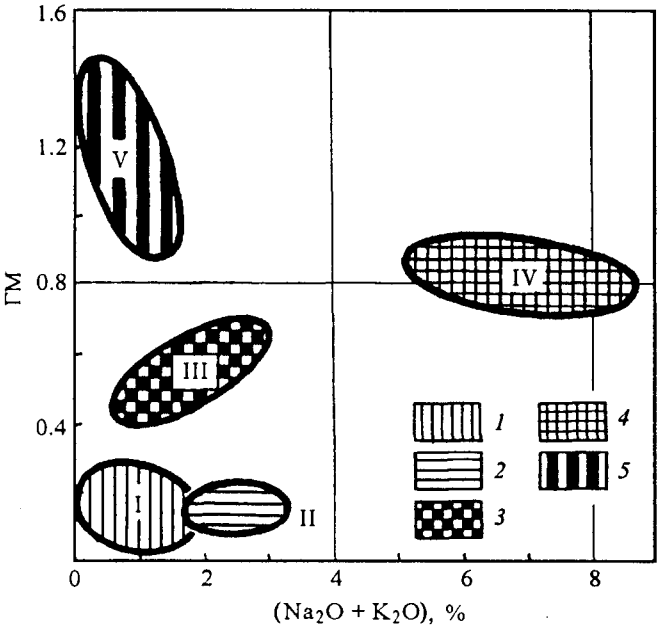


Рис. 94. Модульная диаграмма для пирофиллитовых метасоматитов месторождения Куль-Юрттау (Башкирия, D_2–C). Составлено по данным В. В. Зайкова и др., 1989 г. [107, с. 47–48].

Сланцы: *1* – серицит-пирофиллит-кварцевые, *2* – кварц-пирофиллитовые, *3* – (1+2+5), *4* – пирофиллит-серицитовые, *5* – с диаспором.

а диаспор-пирофиллитовые практически бесщелочные породы – тыловой.

Заметим, что выделенные В. В. Зайковым и сотр. [107] петрографические разновидности – «сланцы пирофиллит-кварцевые и кварц-пирофиллитовые (малощелочные)», «сланцы серицит-пирофиллит-кварцевые, пирофиллит-серицит-кварцевые, серицит-пирофиллитовые (щелочные)», «сланцы с диаспором (глиноземистые)», а также «вторичные кварциты (апоэкструзивные)» – показывают в ряде случаев близкий химический состав; так, в пределах кластера II оказались первые три разновидности. В кластере Ib – первая и вторая, в кластере Ia – вторая и четвертая. Этот пример лишний раз показывает преимущество хемотипов перед литотипами. Соответствующая (более правильная) типизация пород дана нами в подписи к рис. 94.

Кислые аповулканиты Севера Урала. Диагностическими признаками этих метасоматических пород, образовавшихся по субстрату рифей-вендских риолитов [8], являются не только присутствие среди них алкалитов (7 анализов из 16), но и, главным образом, необыкновенно широкий, не свойственный осадочным породам диапазон значений нормированной щелочности НКМ: от 0.33 до 0.78 (табл. 123, рис. 95). Это отражает вариации в содержаниях породообразующих серицита, пирофиллита и калишпата. Нарастание доли двух первых повышает глиноземистость (и соот-

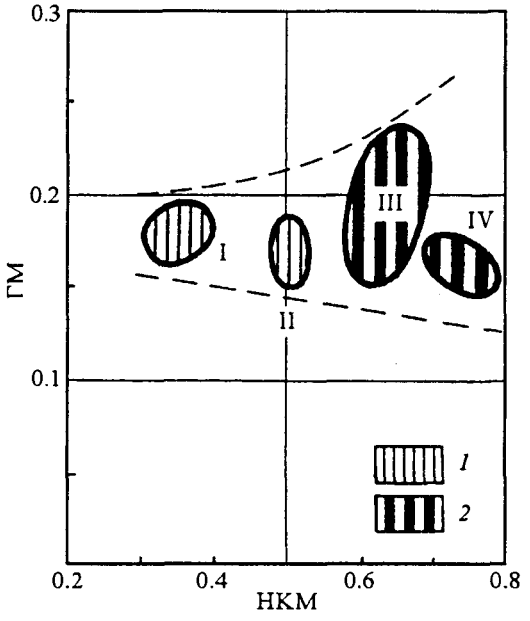


Рис. 95. Модульная диаграмма для фарфоровых камней – кислых аповулканитов Севера Урала. Составлено по данным Б. А. Голдина и др., 1987 г. [8, с. 12].
Сланцы: *1* – пирофиллит-серицит-кварцевые, *2* – серицит-калишпат-кварцевые.

ветственно снижает НКМ), увеличение доли калишпата повышает НКМ. *Вполне вероятно, что такой облик диаграмм с НКМ вообще характерен для аллохимического метаморфизма с миграцией щелочей.*

Обратим также внимание на литохимическую типизацию пород – появление в них пирофиллита и серицита отнюдь не делает их гидролизатными: они аттестуются как силиты, щелочные силиты или алкалиты. Если допустить, что предшественником пирофиллита был гипергенный каолинит, то трудно понять, отчего элювиальные каолинитовые породы такие кислые. ***Присутствие пирофиллита (а нередко и диаспора) в породах кислого состава можно считать одним из диагностических признаков формации вторичных кварцитов.***

Заметим, что выделенные Б. А. Голдиным [8] два петрографических типа аповулканитов (*капканвожский* и *сивьягинский*) распределены на графике таким образом: кластеры I–II представлены только первыми, а кластеры III–IV – смесью первых и вторых. Таким образом, сивьягинские – это просто наиболее калишпатовые разности капканвожских, едва ли образующие самостоятельный тип. Еще одна иллюстрация к теме «литотипы или хемотипы?».

Глиноземистые аповулканиты на Южном Урале. В эвгеосинклинальной зоне Южного Урала А. В. Говорова описала ряд проявлений высокоглиноземистых пород, образовавшихся по

Таблица 123

Средний химический состав фарфоровых камней Севера Урала. Составлено по данным Б. А. Голдина и др., 1987 г. [8, с. 12]

Окислы и модули	I	II	III	IV
	Нормосилит	Щелочной нормосилит		Алкалит
n	3	3	6	4
SiO_2	77.59	78.55	75.66	77.69
TiO_2	0.17	0.21	0.16	0.17
Al_2O_3	12.14	11.99	12.42	11.32
Fe_2O_3	1.08	0.69	0.79	0.57
FeO	0.60	0.28	0.55	0.38
MgO	1.06	0.50	0.52	0.38
CaO	0.41	0.28	0.25	0.52
Na_2O	0.25	2.39	2.34	1.27
K_2O	4.05	3.68	5.51	7.13
П.п.п.	1.82	1.23	1.29	0.39
Сумма	99.17	99.80	99.49	99.82
ГМ	0.18	0.17	0.18	0.16
ФМ	0.04	0.02	0.02	0.02
АМ	0.16	0.15	0.16	0.15
ТМ	0.014	0.018	0.013	0.015
ЖМ	0.14	0.08	0.11	0.08
НКМ	0.35	0.51	0.63	0.74
ЩМ	0.10	0.70	0.40	0.20

субстрату вулканитов в результате их гидротермальной проработки кислыми поствулканическими флюидами. Эти породы очень часто ошибочно принимались за бокситы.

На горе Соколок были описаны слоистые и «псевдоритмичные» эксплозивные брекчии кварцевых порфиров. В результате гидротермальной проработки брекчии превратились в породы, на 90 % состоящие из минералов группы каолинита. «*Хорошо сохранившиеся первичные структурно-текстурные особенности (обломочное сложение, флюидальность) позволяют говорить о каолинизации кислых вулканитов в условиях низкотемпературных гидротермальных процессов при воздействии кислых растворов, содержащих главным образом* CO_2 *... В нашем случае минералы группы каолинита дали псевдоморфозы по вулканическому стеклу*» [79, с. 33]. Локальность проявления гидротермальных изменений позволяет отнести эти высокоглиноземистые породы (29–37 % Al_2O_3) к жерловой фации.

Как видно из табл. 124, самые глиноземистые каолинитовые породы, описанные А. В. Говоровой на горе Соколок, аттестуются как гидролизаты и сиаллиты (кластер I и обр. 4), а самая кремне-

Таблица 124

Химический состав гидротермально каолинизированных липаритовых брекчий, гора Соколок, C_1, восточный склон Южного Урала. Составлено по данным А. В. Говоровой, 1979 г. [79, с. 22—23]

Окислы и модули	I	2	4
	Гипогидролизат	Миосилит	Суперсиаллит
n	2		
SiO_2	49.10	74.98	57.88
TiO_2	0.57	0.33	0.42
Al_2O_3	35.60	17.62	29.08
Fe_2O_3	0.19	0.01	0.36
FeO	0.20	0.14	0.28
MnO	0.02	0.01	0.01
MgO	0.27	0.28	0.32
CaO	0.15	0.17	0.28
Na_2O	0.07	0.06	0.12
K_2O	0.06	0.08	0.44
F	0.07	0.08	0.06
П.п.п.	14.14	6.65	10.55
Сумма	100.44	100.41	99.80
H_2O^+	13.75	5.27	10.45
CO_2	0.01	0.01	0.01
ГМ	0.74	0.24	0.52
ФМ	0.01	0.01	0.02
АМ	0.73	0.23	0.50
ТМ	0.016	0.019	0.014
ЖМ	0.01	0.01	0.02
НКМ	0.00	0.01	0.02
ЩМ	1.20	0.80	0.30

земистая – как миосилит. Замечательно, что в этой породе (обр. 2) сохраняется исходное для риолитов содержание SiO_2 (и очень незначительно увеличивается содержание Al_2O_3) при практически полном выносе щелочей. Таким образом осуществляется метасоматическая гидротермальная каолинизация полевых шпатов и слюд.

В керне одной из скважин, пройденных в г. Магнитогорске по диабазам и их туфам, были встречены «бокситовидные туфы», содержащие до 32 % Al_2O_3 и около 12 % Fe_2O_3, сложенные в значительной мере галлуазитом, цеолитами и гетитом. Изучив керн, А. В. Говорова заключила, что «*более рыхлые образования – туфы основного состава, оказавшиеся в зоне прохождения растворов, были более благоприятными для их просачивания и поэтому подверглись большей переработке, чем плотные диабазы. Большей*

переработке подверглись и приконтактовые части тел диабазов, но... в меньшей степени, чем туфы».

На левобережье р. Урал в зоне контакта андезитов (с запада) и порфиров (с востока) простирается узкая полоса выходов (длиною около 300 м) вишнево-красных гематит-серицитовых пород, содержащих около 35 % Al_2O_3. Допускается, что это продукт переработки липаритов под воздействием гидротерм, генетически связанных с андезитами: «*По-видимому, андезиты нашли для своего выхода на поверхность наиболее ослабленное место – стык основных и кислых вулканогенно-обломочных пород, и по этой же ослабленной зоне нашли себе выход и гидротермы*» [79, с. 84].

В районе дер. Мартыновки на Южном Урале Н. А. Скопиной были обнаружены необычного вида ороговикованные кислые вулканиты, содержащие около 37 % Al_2O_3 и большое количество розовых шариков поперечником до 1.5 см. Эти породы залегают вблизи контакта фельзит-порфиров с гранитами. А. В. Говорова выяснила, что шарики сложены андалузитом с возможной примесью корунда, а вмещающая их масса обогащена поздними серицитом и парагонитом. Был сделан вывод, что это жерловая или прижерловая фация фельзитов; первичная природа шариков ликвационная, а состав их – результат проработки породы очень кислыми поствулканическими флюидами.

Диаспоровые аповулканиты в Казахстане. В Казахстане на северном склоне хр. Тарбагатай в междуречье Карабуга–Тебезга Л. Н. Котова в 1964 г. открыла проявление диаспоровых конкреций, содержащих 51–61 % Al_2O_3, в глиноземистых верхнедевонских пемзах трахилипаритового состава. Касаясь происхождения гидрослюдизированных пемзовых пород, она отмечает, что в породах без диаспоровых конкреций между Al_2O_3 и Fe_2O_3 корреляция положительная, а в породах с такими конкрециями она трансформируется в отрицательную. «*Такое различное поведение* Fe_2O_3 *в названных породах оказывается результатом перераспределения и миграции железа... Процесс перераспределения железа, видимо, находился в связи с поступлением в пемзовые породы кислых вод, которые растворили и частично вынесли из них* Fe_2O_3, *переотложив ее в базальтовых порфиритах нижележащего слоя. Это подтверждается тем, что среди темно-красных пемзовых пород с высоким содержанием* Fe_2O_3 *находятся небольшие линзы светлых, почти белых пемзовых пород с низким содержанием* Fe_2O_3. *В нижележащем базальтовом порфирите наблюдается неравномерное сильное ожелезнение породы. Вполне вероятно, что эти же кислые воды способствовали и перераспределению алюминия; однако, будучи более инертным, он не мигрировал из пласта, а стягивался, образуя конкреции. Формирование конкреций происходило уже после гидрослюдизации породы*» [146, с. 152–153].

Согласно описанию В. А. Венкова и др., глиноземистые породы залегают прослоями мощностью 0.5–4.0 м и в виде линз мощностью до 25 м, длиною 100–300 м. «*Это красные, черные и темно-серые*

плотные образования, состоящие из тонкочешуйчатых агрегатов гидрослюды 2М и гематита – продуктов замещения исходных пемзовых пород и их туфов, первичные текстурно-структурные признаки которых сохранились. Сферические диаспоровые конкреции размером 5–20 см в диаметре найдены в линзе измененных красных пород, залегающих на спекшейся пемзовой породе» [48, с. 199]. Однако эти геологи считают, что имеющихся данных *«явно недостаточно для однозначного толкования конкреций и вмещающих их высокоглиноземистых пород... Не исключено, что их образование обусловлено гипергенным метасоматозом, проявившимся в процессе химического выветривания изверженных пород на склонах вулканических аппаратов»* [48, с. 201].

Л. Н. Котова [146] привела 3 анализа диаспоровых конкреций и 21 анализ гидрослюдизованных туфов. Как видно из модульной диаграммы с щелочами (рис. 96), на Карабугинском рудопроявлении имеется как бы две линии процесса изменения исходных пемзовых туфов трахилипаритов. Первая линия – их гидрослюдизация (привнос калия); в этом процессе нарастает и модуль ГМ за счет увеличения содержания глинозема: кластер Ia и обр. 13 («неизмененные» туфы) → кластеры Ib, II (гидрослюдизованные туфы). Вторая линия – накопление железа (кластеры Ic и III), затем сильный вынос кремнезема и значительная потеря калия – формируются диаспоровые конкреции (кластер IV). Любопытно, что в этих образованиях снижается ТМ: от 0.060 (в среднем) в исходных и гидрослюдизованных вмещающих туфах до 0.022–0.020 (табл. 125). Поскольку содержания TiO_2 при этом заметно не изменяются, можно думать, что в процессе конкрециеобразования алюминий был подвижным, а титан – инертным компонентами.

Заметим, что вся эта картина (включая мощные накопления железа – до 17.4 % Fe_2O_3 в гидрослюдизированных туфах) очень напоминает ту, что в деталях описана нами (см. раздел 9.4) на Приполярном Урале, где субстратом серицитовых, серицит-пирофиллитовых и гематит-диаспор-пирофиллитовых сланцев с обильными диаспоровыми конкрециями послужили венд-кембрийские риолиты и их туфы.

Итак, на Карабугинском рудопроявлении налицо характерные признаки аллохимического изменения исходного кислого субстрата: мощная дисперсия петрохимических параметров и наличие закономерного генетического ряда литотипов, отражающего последовательные стадии гидротермально-метасоматического процесса.

Аповулканиты Армении. В пределах среднеэоценовой Севано-Ширакской зоны Армении известны глинистые породы – продукты гидротермального изменения порфиритов, их туфов и жильных пород. Они служат промышленным сырьем для производства огнеупоров (Туманянское месторождение). Согласно описанию И. Х. Петросова, в этих породах можно видеть четыре генетические группы минералов: ортомагматическую, гидротермально-метасома-

Таблица 125

Химический состав глиноземистых пород, образовавшихся по субстрату пемзовых туфов. Составлено по данным Л. Н. Котовой, 1972 г. [146, с. 143—145]

Окислы и модули	Ia	Ib	Ic	II	III	IV	5	13	14
	Гипогидролизат	Пемзовые туфы				Диаспоровая конкреция (супергидролизат)	Пемзовые туфы		
		Щелочной гипогидролизат	Щелочной Ti нормогидролизат	Щелочной гипогидролизат	Ti нормогидролизат		Алкалит	Гипогидролизат	Щелочной Ti нормогидролизат
n	2	4	3	7	2	3			
SiO_2	53.91	49.03	43.94	50.76	41.85	18.43	48.07	58.84	39.02
TiO_2	1.44	1.54	2.05	1.60	2.18	1.34	1.12	1.13	2.97
Al_2O_3	22.39	26.82	22.94	24.73	28.66	58.20	33.63	27.82	27.86
Fe_2O_3	9.96	9.40	16.75	8.65	12.71	7.12	1.79	6.85	16.89
FeO	0.57	0.60	1.73	0.92	4.16	0.75	0.18	0.65	1.01
MnO	0.07	0.04	0.10	0.06	0.09	0.16	0.01	0.01	0.03
MgO	0.72	0.55	1.27	0.51	0.09	0.01	0.00	0.00	0.12
CaO	2.63	1.25	1.10	1.77	1.45	0.90	0.55	0.24	1.13
Na_2O	1.18	0.89	0.61	0.83	2.43	0.54	1.11	0.55	1.49
K_2O	3.41	4.85	5.53	5.91	1.62	2.01	7.61	1.82	5.40
P_2O_5	0.12	0.09	0.18	0.13	0.07	0.09	0.03	0.05	0.14
H_2O^+	3.33	4.78	3.44	3.50	4.74	10.24	6.02	2.20	3.50
Сумма	99.69	99.88	99.64	99.36	100.01	99.79	100.12	100.16	99.56
ГМ	0.64	0.78	0.99	0.71	1.14	3.67	0.76	0.62	1.25
ФМ	0.21	0.22	0.45	0.20	0.41	0.43	0.04	0.13	0.46
АМ	0.42	0.55	0.52	0.49	0.68	3.16	0.70	0.47	0.71
ТМ	0.064	0.052	0.090	0.065	0.076	0.023	0.033	0.041	0.107
ЖМ	0.44	0.35	0.74	0.37	0.55	0.13	0.06	0.26	0.58
НКМ	0.20	0.21	0.27	0.27	0.14	0.04	0.26	0.09	0.25
ЩМ	0.30	0.20	0.10	0.10	1.50	0.30	0.10	0.30	0.50

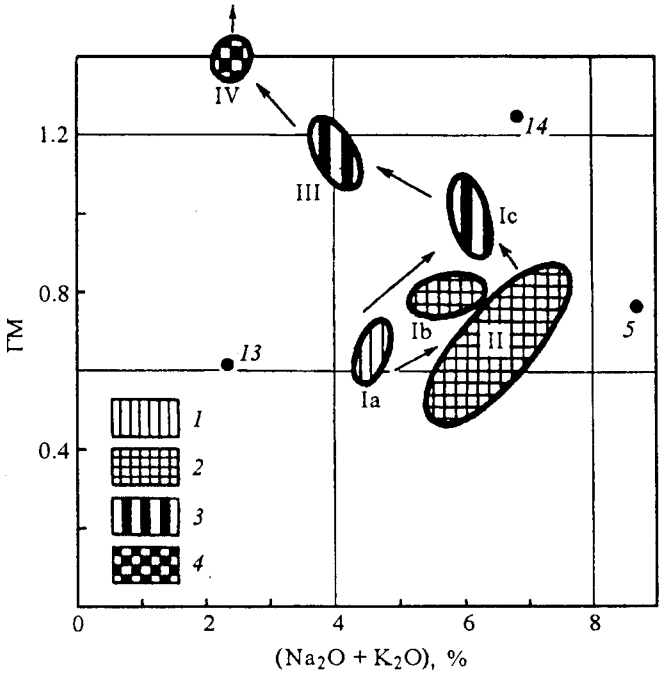


Рис. 96. Модульная диаграмма для глиноземистых пород, образовавшихся по субстрату пемзовых туфов. Составлено по данным Л. Н. Котовой, 1972 г. [146, с. 143–145].

1 – пемзовые туфы (относительно малоизмененные), *2* – гидрослюдизованные туфы, *3* – то же, железистые, *4* – диаспоровые конкреции, стрелки – предполагаемое направление процессов.

тическую, собственно гидротермальную и гипергенную. Глинистые минералы относятся в основном к гидротермально-метасоматическим: это хлорит, серицит (гидрослюда), пирофиллит, каолинит, диккит, монтмориллонит, неупорядоченный монтмориллонит-пирофиллит (пирофиллит-монтмориллонит). Часть каолинита предположительно относится к гипергенной группе. Развитие глинистых минералов зависит как от субстрата, так и от степени гидротермального изменения. Например, «*в слабо измененных порфиритах наиболее важное значение имеет пирофиллит; почти постоянно присутствуют: смешанослойный пирофиллит-монтмориллонит, монтмориллонит с однородным составом межслоевых промежутков, гидрослюда (серицит)... В интенсивно измененных разностях доминирует каолинит (или диккит); в качестве примесей присутствуют: пирофиллит, гидрослюда, монтмориллонит, реже хлорит и неупорядоченный смешанослойный пирофиллит-монтмориллонит...*» [205, с. 163].

На модульной диаграмме (рис. 97) отмечается широкая вариация значений ГМ, что позволяет сформировать семь кластеров, которые

лишь отчасти совпадают с выделяемыми И. Х. Петросовым литотипами (табл. 126). При этом *более измененные каолинитовые породы* (кластеры I a, b и отчасти II) *оказываются менее гидролизатными*, нежели менее измененные породы субстрата – пирофиллитизированные порфириты, их туфы и жильные породы (кластеры II–VI). Причина заключается в том, что в каолинитовых породах появляется и вторичный кварц. Заметим, что для гипергенного элювиального процесса такая зональность была бы очень странной: здесь верхние, наиболее проработанные (тыловые!) зоны профиля коры выветривания всегда более гидролизатны, чем нижние.

Касаясь генезиса этих пород, И. Х.Петросов доказывает несостоятельность суждения об их гипергенной природе; по его мнению, «*образование всех минеральных ассоциаций легко можно объяснить гидротермальным процессом, осложненным последующим гипергенным перераспределением вещества*». Допускается, что гидротермальная деятельность инициировалась внедрением в эоценовую толщу основных даек: «*Об этом свидетельствует, например, приуроченность зон наиболее интенсивного выщелачивания к эндоконтактам даек и постепенное ослабевание процессов изменения по мере удаления от них*». Другой важной уликой гидротермального процесса является присутствие характерных минералов – таких как пирит, барит, гипс, вторичный кварц, алунит, пирофиллит. «*Гидротермальные растворы характеризовались кислой реакцией и наличием сульфат-иона в качестве основного компонента. Об этом свидетельствует наличие сульфидной минерализации в измененных породах, барита, гипса* (*последний образует и самостоятельные линзы*), *а также интенсивно выраженные процессы выщелачивания*» [205, с. 201–202].

Что касается гипергенеза, то он не исключается, но роль его была явно подчиненной: «*Гипергенное изменение выразилось главным образом в окислении сульфидов, образовании новой генерации лимонита и железных шляп, т. е. в основном в перераспределении железа и серы. Кроме того, в результате гипергенных процессов была нарушена последовательность* (*зональность*) *минеральных фаций*» [205, с. 205].

Рассмотрев все материалы, И. Х. Петросов приходит к заключению, что огнеупорные породы Туманянского месторождения должны быть отнесены к формации вторичных кварцитов, несмотря на отсутствие здесь четко выраженной минеральной зональности: «*уместно говорить не о минеральных фациях* (*зонах*), *а, скорее, о наиболее часто встречающихся минеральных ассоциациях, парагенезисах минералов, сосуществующих рядом без явлений замещения*». Всего им выделено семь таких ассоциаций, которые «*можно рассматривать как реликты первичных минеральных фаций*» [205, с. 206].

Дюмортьеритовые конкреции. В нижнекарбоновой вулканогенной и вулканогенно-осадочной каркаралинской свите в районе железорудного месторождения Кентюбе (Казахстан) М. М. Каюпо-

Таблица 126

Химический состав гидротермально измененных пород Туманянского месторождения, средний эоцен, Армения. Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 164]

Окислы и модули	Ia	Ib	II	III	IV	V	VI	1	2
	Миосилит		Суперсиаллит	Гипогидролизат			Нормо-гидролизат	Ti миосилит	Сиферлит
n	2	2	2	4	2	2	3		
SiO_2	75.30	70.54	61.06	51.16	56.59	55.04	42.63	70.82	61.57
TiO_2	1.91	1.33	0.99	0.77	0.86	0.97	1.11	2.83	1.94
Al_2O_3	15.44	18.68	28.58	21.93	25.34	29.32	21.94	11.88	9.94
Fe_2O_3	0.99	0.86	0.56	14.33	6.09	1.24	14.15	6.20	17.34
FeO	0.08	0.15	0.08	0.19	0.15	0.15	0.20	0.15	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	0.17	0.07	0.21	0.28	0.25	0.32	0.00	0.26
CaO	1.35	1.16	0.87	0.80	1.46	0.98	1.55	1.09	0.87
Na_2O	0.12	0.13	0.17	0.12	0.23	0.63	1.10	0.16	0.13
K_2O	0.07	0.15	0.07	0.05	0.58	1.50	1.22	0.05	0.05
H_2O^+	3.15	3.77	6.51	7.63	4.28	4.27	4.93	3.23	5.70
П. п. п.	1.91	2.62	1.48	3.42	4.20	5.28	10.90	3.17	2.47
Сумма	100.32	99.56	100.44	100.61	100.06	99.65	100.06	99.58	100.27
ГМ	0.24	0.30	0.49	0.73	0.57	0.58	0.88	0.30	0.47
ФМ	0.01	0.02	0.01	0.29	0.12	0.03	0.34	0.09	0.29
АМ	0.20	0.26	0.47	0.43	0.45	0.53	0.51	0.17	0.16
ТМ	0.124	0.071	0.034	0.035	0.034	0.033	0.050	0.238	0.195
ЖМ	0.06	0.05	0.02	0.64	0.24	0.05	0.62	0.43	1.46
НКМ	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.07	0.11	0.02	0.02
ЩМ	1.80	0.90	2.60	2.60	0.40	0.40	0.90	3.20	2.60

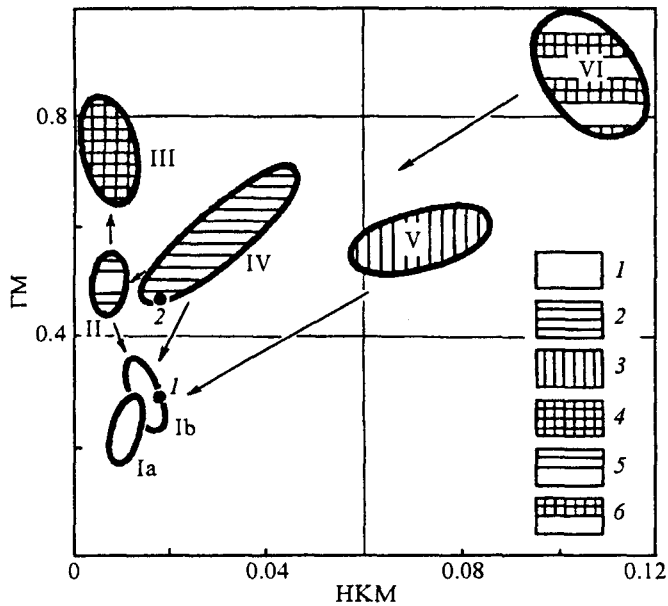


Рис. 97. Модульная диаграмма для гидротермально измененных пород Туманянского месторождения (Армения, средний эоцен). Составлено по данным И. Х. Петросова, 1983 г. [205, с. 164].

1 – каолинитовые породы, *2* и *3* – измененные породы субстрата: жильные (*2*), порфириты и туфы (*3*); 4, *5* и *6* – смеси литотипов, соответственно (*2* + *3*), (*1* + *2*) и (*1* + *2* + *3*); стрелки – предполагаемое направление процессов.

ва и З. Т. Тилепов описали горизонт с дюмортьеритовыми конкрециями, имеющий мощность от 30 до 100 м и прослеженный на 3 км по простиранию. Содержание конкреций иногда достигает 60 %, размер их – от 2×3 до 30×40 см. Конкреции сложены густо-синим радиально-лучистым боратосиликатом дюмортьеритом $(Al, Fe)_7[BO_3][SiO_4]_3$.

Как полагают авторы, «*формирование дюмортьеритовых конкреций, по-видимому, обусловлено поступлением... подземных вод, связанных с фумарольной деятельностью в периоды затухания вулканических пароксизмов. По С. И. Набоко, бор – один из наиболее характерных элементов эксгаляций мира... В нашем случае растворы содержали кроме бора подвижные соединения железа и алюминия, которые в дальнейшем обособлялись в виде самостоятельных минералов-конкрециеобразователей – гематита, гидрослюды и дюмортьерита*» [129, с. 928]. Поскольку ничего подобного для кор выветривания не описывалось, то эти данные позволяют использовать бор в качестве индикатора метасоматических образований типа вторичных кварцитов.

Гидротермально-метасоматическая формация аргиллизитов. Эти образования более низкотемпературные, нежели вторичные

кварциты. По свидетельству А. Д. Ракчеева, термин «аргиллизация» был впервые употреблен в петрографическом словаре Ф. Ю. Левинсона–Лессинга в 1893 г. и прочно вошел в литературу после работы Т. Лавринга, обозначившего термином *argillic alteration* глинистые продукты гидротермального изменения. Как и вторичные кварциты, аргиллизиты разделяют не по собственным признакам, а соответственно месторождениям, которые они сопровождают. В отличие от «массивов» вторичных кварцитов зонам аргиллизитов свойственно, как правило, линейное расположение, причем мощность ореолов аргиллизации обычно не превышает 1–5 м. Однако «*она резко возрастает в приповерхностной обстановке до 150–200 м. По отдельным пластам туфов образуются стратиформные залежи*» [204, с. 265–266].

Аргиллизиты могут представлять собой краевые, низкотемпературные фации в составе формации вторичных кварцитов. В. Н. Разумова называет их «вулканогенными глинистыми метасоматитами» и пишет следующее: «*На современных гидротермальных полях у разломов, выводящих гидротермы ..., формируются залежи опалитов и вторичных кварцитов с алунитом и серой (в более высокотемпературных фациях – с диаспором, бемитом и пиритом). Вдали от разломов повышенная обводненность пород способствует развитию гидротермальных глин (площадная низкотемпературная аргиллизация). Образование глинистых метасоматитов связано с трещинной и трещинно-площадной циркуляцией подземных вод в основном по горизонтам вулканокластических пород, поэтому для вулканогенных глинистых метасоматитов характерна плащеобразная..., пластовая ... и многоярусная форма залегания. Мощность вулканогенных глин, по данным вулканологов, нередко 300–400 м, а в туфах достигает многих сотен метров, что позволяет говорить о региональной аргиллизации и глинизации (Волостных, 1972; Казицын, 1972) ...Когда вулканогенные монтмориллонитовые и каолиновые глины встречаются среди древних вулканических комплексов, их, как правило, принимают за элювиальные образования – коры выветривания площадного типа – даже тогда, когда залежи глинистых метасоматитов сопровождаются телами вторичных кварцитов, содержащих высокоглиноземистые минералы*» [220, с. 109].

Наиболее детально аргиллизиты изучались геологами на гидротермальных месторождениях урана, где они часто являются характерным поисковым признаком. Мы ограничимся только одним примером каолинитовых пород – бесспорных аргиллизитов.

Апогранитные каолиниты Чехии. Один из эффектных примеров аргиллизации описан чешскими геологами в окрестностях Карловых Вар [40]. Здесь залегает тело каолиновой породы, образовавшейся по субстрату варисских гранитоидов Карловского массива под воздействием знаменитых карловарских углекислых вод, порожденных миоценовым вулканизмом. Каолинизации подвергся крутопадающий блок биотитовых адамеллитов длиной 500, шири-

ной 25 и на глубину свыше 60 м. Наряду с гранитоидами изменения захватывают и базальтовые дайки, превращая их в монтмориллонит. Для нашей темы существенно, что каолиновая порода имеет ряд особенностей, отличающих ее от регионально распространенных здесь же каолинов коры выветривания.

Во-первых, характерна полнота разложения гранита, т. е. высокое содержание каолинита в глинистой фракции. Каолин необычно прочен (результат вторичного уплотнения), очень хорошо кристаллографически образован, обладает высоким водопоглощением и дает малую усадку при сушке. Во-вторых, отмечается низкое содержание Fe_2O_3 (сидерит, гетит) и TiO_2, причем в тонких фракциях их еще меньше. В-третьих, происходит парадоксальное снижение содержания Al_2O_3 в тонких фракциях; например, фракция 10–5 мкм содержит 36.5 % Al_2O_3, а фракция < 1 мкм – только 20.16 %. Поскольку в последней почти нет кварца, то допускается присутствие здесь либо аморфного кремнезема, либо продукта разложения биотита или хлорита – высококремнистого аноксит-каолинита.

Элементы-индикаторы аргиллизитов. Хотя в этой книге мы избегали рассмотрения индикаторной роли элементов-примесей, ограничиваясь породообразующими элементами, в случае аргиллизитов привлечение последних может иметь решающее значение для диагностики.

А. А. Кременецкий и др. [189] описали в вулканогенно-осадочной толще глинисто-карбонатные породы с биогенным органическим веществом угольного типа. Их особенность в том, что они содержат литиевую слюду и вследствие этого сильно обогащены литием, цезием и фтором, в среднем (в %) 0.516 Li (0.434–0.610), 0.026 Cs (0.017–0.030), 2.77 F (0.96–3.75). Кроме того, отмечаются сильные геохимические аномалии Mo, As, а также U, Bi, Pb, Be и W. Предполагается, что эти необычные образования суть продукты гидротермальной аргиллизации туфогенного материала. Аргиллизация могла быть либо синхронной вулканизму, либо более поздней, низкотемпературной. Заметим, что в предполагаемом субстрате (калиевых трахибазальтах) содержания F, Li и Cs уже явно повышены: 0.15–0.40, 0.01–0.03 и 0.005–0.010 % соответственно. В данной ситуации породы по своему литологическому составу (в частности, наличию карбоната) совсем не похожи на образования коры выветривания, что и позволяет квалифицировать их как гидротермальные аргиллизиты (вероятно, по субстрату туффоидов, а не самих базальтов – иначе трудно объяснить присутствие $C_{орг}$).

Метаморфогенные гидролизаты. В эту группу мы объединяем такие продукты регионального метаморфизма, для которых приходится реально считаться с проявлением процессов аллохимического метаморфизма, способных породить породы гидролизатного состава: а) продукты ретроградного метаморфизма, б) глиноземистые и железистые гранулиты.

Архейские метаморфиты Северной Карелии. На регрессивных стадиях регионального метаморфизма нередко развивается *процесс кислотного выщелачивания*, который дает породы, очень трудно отличающиеся от древней метаморфизованной коры

выветривания. В архейских гнейсах Северной Карелии, метаморфизованных в фации умеренных давлений (кианит-силлиманитовый тип), были описаны зоны кислотного выщелачивания площадью около 4 км^2. В обособленных телах метасоматитов наблюдали полную метасоматическую колонку в составе пяти зон. В тыловой зоне I инертным компонентом является один кремнезем, прочие все вынесены; во фронтальной зоне V подвижны только Na_2O и H_2O, а прочие компоненты инертны. Здесь образуется сложный парагенезис граната, роговой обманки, ставролита, кианита, кварца и плагиоклаза. Как отмечали ленинградские геологи, первая зона *«близка по составу к сланцам, образованным по сильнодифференцированным осадкам, возникающим при переотложении кор химического выветривания, и часто за них принимается. Краевая зона, в которой происходит отложение перемещенных инертных компонентов, представлена весьма экзотичными по составу многоминеральными породами повышенной магнезиальности, отличающимися высоким отношением алюминия к кальцию. В принципе возможно представить себе первичные осадки со сходным составом, но присутствие этих пород среди высокоглиноземистых образований должно настораживать исследователя, занимающегося палеолитологическими реконструкциями, и заставлять его провести анализ парагенезисов с целью выявления метасоматической зональности»* [257, с. 20].

Глиноземистые и железистые гранулиты Татарского свода. В работе Б. С. Ситдикова и коллег приведено 15 анализов *глиноземистых гранулитов* Татарского свода, вскрытых глубокими скважинами [239, с. 35]. Это кристаллические сланцы и плагиогнейсы гранат-кордиеритовые, кордиерит-силлиманит-биотитовые и др., в том числе с гранатом и гиперстеном. Как видно из табл. 127, состав пород разнообразен: среди них есть и гидролизаты (кластер IV), псевдогидролизаты (кластер V и обр. 10), сиаллиты (кластеры I, II), в том числе щелочные с повышенным содержанием марганца (обр. 11), псевдосиаллиты (кластер III и обр. 13). Широкий разброс точек на модульной диаграмме (рис. 98) подчеркивает неоднородность совокупности, в которой кластеры и отдельные составы не дают заметных трендов.

Можно отметить две петрохимические особенности пород, находящиеся в определенном антагонизме.

1. Невысокая титанистость; 9 составов гипотитанистых (ТМ < 0.035), 5 – нормотитанистых, только один – супертитанистый и одновременно наиболее железистый (обр. 10: ТМ = 0.068, ЖМ = 0.89, ΣFe ~16 %). Это, а также в целом сравнительно невысокие содержания TiO_2 (максимум 1.67 %), низкие содержания CaO и низкая натровость (ЩМ < 1) позволяют согласиться с авторским диагнозом этих метаморфитов как метапелитов, но не как метабазитов. К таким породам мы бы отнесли составы в кластерах II и III. Однако породы в кластере I отличаются чрезмерно низкой титанистостью и вдобавок высокой натровостью (ЩМ 2.4 против 0.5–0.3). Это могут быть метааркозы или даже низкощелочные метариолиты.

2. Присутствие псевдогидролизатов, т.е. пород с высоким ГМ, но и с довольно высоким содержанием MgO. Этот признак, как правило, характеризует базитовый материал.

Таблица 127

Химический состав глиноземистых архейских гранулитов из фундамента Татарского свода Русской платформы. Составлено по данным Б. С. Ситдикова и др., 1980 г. [239, с. 35]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	10	11	13
	Гипосиаллит	Нормосиаллит	Псевдосиаллит	Гипогидролизат	Щелочной псевдогидролизат	Псевдо-гидролизат	Щелочной нормосиаллит	Псевдосиаллит
n	2	2	2	4	2			
SiO_2	68.47	63.82	57.56	52.78	42.18	52.29	63.04	66.41
TiO_2	0.09	0.50	1.13	0.81	1.69	1.16	0.48	0.94
Al_2O_3	19.03	18.81	21.68	28.17	30.40	16.97	16.46	15.70
Fe_2O_3	0.81	3.55	3.95	2.42	3.34	4.20	2.49	2.18
FeO	1.91	3.30	4.89	6.22	6.83	11.77	4.70	2.97
MnO	0.02	0.09	0.07	0.07	0.08	0.20	0.68	0.10
MgO	1.25	2.65	3.30	2.19	5.00	4.70	1.29	3.08
CaO	2.33	0.53	0.56	0.68	1.88	0.48	2.31	2.76
Na_2O	3.29	1.06	0.71	1.19	1.58	0.41	3.50	1.88
K_2O	1.37	1.94	2.38	2.44	3.55	3.93	3.43	1.75
P_2O_5	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	—
SO_3	—	0.00	0.19	0.04	0.11	0.01	0.00	—
П. п. п.	1.37	3.33	2.49	2.82	2.28	3.45	1.51	1.15
Сумма	99.97	99.58	98.93	99.86	98.95	99.60	99.94	98.92
ГМ	0.32	0.41	0.55	0.71	1.00	0.66	0.39	0.33
ФМ	0.06	0.15	0.21	0.21	0.36	0.40	0.13	0.12
АМ	0.28	0.29	0.38	0.53	0.72	0.32	0.26	0.24
ТМ	0.004	0.027	0.052	0.029	0.055	0.068	0.029	0.060
ЖМ	0.14	0.36	0.39	0.30	0.32	0.89	0.46	0.32
НКМ	0.24	0.16	0.14	0.13	0.17	0.26	0.42	0.23
ЩМ	2.40	0.50	0.30	0.50	0.40	0.10	1.00	1.10

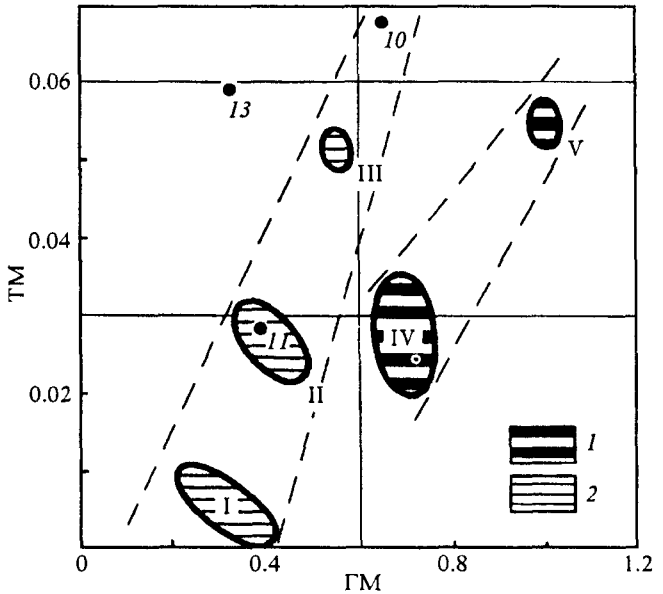


Рис. 98. Модульная диаграмма для глиноземистых архейских гранулитов из фундамента Татарского свода Русской платформы. Составлено по данным Б. С. Ситдикова и др., 1980 г. [239, с. 35].

1 – гидролизаты и псевдогидролизаты, *2* – сиаллиты и псевдосиаллиты.

Казалось бы, это противоречие легко разрешить, ибо метапелиты тесно ассоциируются в разрезе с метабазитами и как будто дают к ним все переходы – через биотит-плагиоклазовые, гранат-биотитовые, плагиоклаз-гиперстен-биотитовые гнейсы. Может быть, в них просто присутствует примесь базитовой пирокластики? Именно к такой идее пришли татарские геологи: «*Факты свидетельствуют о наличии постепенных переходов между выделяемыми классами пород, что, по-видимому, объясняется смешанным характером некоторых исходных пород (туффиты, алевролиты с глинисто-карбонатным цементом и т. п.)*» [239, с. 34].

Однако настораживает самое главное противоречие: отчего же эти смешанные породы *глиноземистые*? Ведь содержание Al_2O_3 в них достигает 30.6 %, а величина АМ в девяти анализах из пятнадцати отвечает гипер- (> 0.40) и суперглиноземистым (0.35–0.40). Получается, что мы должны оперировать примерно с такими моделями дометаморфических пород: а) каолинит-гидрослюдистые глины + базитовая пирокластика; б) каолинит-гидрослюдистые глины + доломит; в) основные граувакки с каолинит-гидрослюдистым матриксом + доломитовый цемент.

Однако модель а) плохо согласуется с низким ТМ, модели с доломитом сомнительны вследствие низкого содержания CaO в породах, а модель в) противоречит модели а) в фациальном отношении: трудно совместить гумидное платформенное выветривание и формирование граувакк.

***Все это вынуждает нас допускать, что при образовании архейских глиноземистых гранулитов Татарского свода широко проявились процессы аллохимического метаморфизма. По-видимому, это не изохимические метапелиты, а реститы – породы, из которых в процессах региональной гранитизации были вынесены значительные количества* Na, Ca, Mg *и* Si.**

Таблица 128

Химический состав железистых архейских гранулитов из фундамента Татарского свода Русской платформы.
Составлено по данным Б. С. Ситдикова и др., 1980 г. [239, с. 90]

Окислы и модули	I	II	III	3	4	6	8
	Псевдогидролизат			Гипо-гидролизат	Сиферлит	Псевдогидролизат	
n	2	4	2				
SiO_2	47.44	47.95	33.45	55.63	67.08	49.36	35.96
TiO_2	0.58	1.39	1.49	0.01	0.14	1.88	0.01
Al_2O_3	12.16	16.19	8.93	0.00	7.17	13.18	14.68
Fe_2O_3	6.23	6.85	17.52	28.65	11.97	7.47	3.85
FeO	20.79	9.23	26.87	10.75	6.72	8.56	16.00
MnO	0.59	0.20	0.13	0.06	0.02	0.23	0.14
MgO	4.13	4.07	4.57	1.13	1.75	6.00	10.51
CaO	5.25	5.66	2.37	1.72	2.90	6.35	8.84
Na_2O	0.47	2.56	0.34	0.31	1.33	2.24	0.66
K_2O	0.46	2.25	0.90	0.21	0.52	1.03	1.24
P_2O_5	0.38	0.47	0.90	0.12	0.30	0.14	0.40
П. п. п.	1.48	3.19	2.69	1.40	0.20	3.24	7.50
Сумма	99.96	100.01	100.16	99.99	100.10	99.68	99.79
ГМ	0.85	0.71	1.64	0.71	0.39	0.63	0.96
ФМ	0.66	0.42	1.46	0.73	0.30	0.45	0.84
АМ	0.26	0.34	0.27	0.00	0.11	0.27	0.41
ТМ	0.047	0.086	0.167	—	0.020	0.143	0.001
ЖМ	2.17	0.93	4.27	3946.00	2.56	1.08	1.36
НКМ	0.08	0.30	0.14	—	0.26	0.25	0.13
ЩМ	1.00	1.10	0.40	1.50	2.60	2.20	0.50

Железистые гранулиты Татарского свода (табл. 128) отличаются повышенным содержанием магнетита: 5–10, иногда до 25–30 %. Как показывает изучение 12 анализов, приведенных Б. С. Ситдиковым и др. [239, с. 90], среди них есть гипогидролизаты, более магнезиальные – псевдогидролизаты и один сиферлит (обр. 4).

На модульных диаграммах отмечается значительное рассеяние точек; с большой условностью по железистости, щелочности и титанистости можно выделить три кластера. Существенно, что половина всех составов имеет ТМ > 0.065 (до 0.191 в псевдогидролизате в пределах кластера III). Наряду с повышенной магнезиальностью (много псевдогидролизатов) и ощутимыми количествами CaO (почти в половине проб > 5 %) все это ясно указывает на связь этих пород с метабазитами. Однако не исключено и присутствие метаморфитов первично-гидролизатного состава: повышенное содержание фосфора в четырех анализах (0.55–1.17 %) представляется слишком высоким для метабазитов. Этот факт можно истолковать как результат сорбции фосфата на железисто-гидроокисных осадках.

В то же время отсутствие четких корреляционных полей на модульных диаграммах, хотя бы в координатах ТМ–ЖМ, подсказывает, что ***здесь должны присутствовать продукты аллохимического метаморфизма***, что допускалось и татарскими геологами: «*Среди... железистых пород встречаются и метасоматиты типа скарноидов, образовавшиеся, по-видимому, в условиях амфиболитовой фации: гранато-карбонато-кварцевые породы, гранато-магнетито-(пироксено-роговообманковые)-кварцевые гнейсы и др.*» [239, с. 89].

9.3. Апокоровые метагидролизаты

Как правило, это стратиформные тела значительной мощности в ранге стратонов (свит, подсерий и даже серий) и реже – маломощные пачки. Мощность, характерный парагенезис пород в разрезе (сочетание гидролизатных сланцев с кварцевыми песчаниками и кварцитами), значительное распространение на площади, обязательное расположение в разрезе выше поверхностей крупных и крупнейших стратиграфических несогласий – все это заставляет трактовать такие толщи как метаморфизованные «формации коры выветривания» в понимании В. П. Казаринова [122] или *лепигенные формации* [294].

Как показывают материалы, рассмотренные в предыдущей главе, эти объекты можно разделить на две крупные группы: а) низкощелочные, в том числе низкокалиевые; б) высококалиевые. Первые обычно более гидролизатны (выше модуль ГМ), чем вторые. Однако этот признак здесь менее важен, чем разница в содержаниях калия – она отражает существенную разницу в условиях образования элювиально-коровых продуктов. Дальнейшее изложение в значительной части основано на прекрасной книге В. К.Головенка «Высокоглиноземистые формации докембрия» [82] и наших публикациях: «Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах» [298] и «Лепигенные формации» [294].

Низкощелочные метагидролизаты

Обычно это сланцы, содержащие глиноземистые и (или) железистые минералы (кианит, силлиманит, диаспор, пирофиллит, хлоритоид, ставролит, гематит) в тесном парагенезисе с олигомиктовыми или монокварцевыми песчаниками и кварцитами.

Архей и карелий. Кейвские сланцы. В верхнеархейской кейвской серии на Кольском полуострове известна червуртская свита мощностью 50–400 м, представленная чередованием кварцитов и гранат-слюдяных сланцев с пачками сланцев, содержащих кианит, ставролит, иногда ильменит. Вопреки сомнениям Б. М. Михайлова [181] В. К. Головенок приводит убедительные геолого-структурные и петрографические данные в пользу существования крупного стратиграфического несогласия в подошве кейвской серии – в кровле биотитовых гнейсов лебяжинской серии [82, с. 126–133].

Глиноземистые породы Витватерсранда. Замечательной особенностью нижнекарельской толщи Витватерсранд является ассоциация «рифов» (золотоносных кварцевых конгломератов) с глинистыми сланцами, содержащими хлоритоид и пирофиллит. Такие породы залегают не только в подошве «рифов», но иногда даже образуют их цемент. По мнению многих исследователей, которое разделяется и Т. Раймером [349], глиноземистые сланцы суть не что иное, как коры выветривания (палеопочвы) и продукты их переотложения. В табл. 129 мы обработали 14 приведенных им анализов, обнаружив сильную дисперсию щелочности и гидролизатности. Семь составов аттестуются как гидролизаты (из них пять щелочных), два – явно родственные им алкалит (обр. 10) и суперсиаллит, четыре – сиаллиты (два из них – щелочные). Особое место занимает анализ магнезиального псевдогидролизата, почти не содержащего щелочей (обр. 4). Можно думать, что 12 анализов характеризуют продукты выветривания кислых пород (кластеры I–III и обр. 2, 3, 10, 11), а обр. 4 является продуктом выветривания метабазитов. Порода, представленная обр. 9 (миосилит), является, по-видимому, аркозовым песчаником или алевролитом.

Раннекарельские гнейсы тетерев-бугской свиты и карельские филлиты Западного Таймыра. На западе Украинского кристаллического щита, в среднем течении р. Южный Буг, известно несколько участков выходов силлиманитовых гнейсов, ассоциирующихся с другими гнейсами и кварцитами. Обычно графит-гранат-силлиманитовые (± кордиерит) гнейсы образуют пачки мощностью до 300 м и протяженностью до нескольких километров [82, с. 161]. Трудно сомневаться в том, что столь крупные тела являются метаосадочными образованиями. Выборка анализов карельских филлитов (кварц-серицитовых сланцев) Западного Таймыра (табл. 130) разделяется на кластер I – гидролизаты и единичный состав обр. 4 – сиаллит. Можно согласиться с М. Г. Равичем [219, с. 146], трактовавшим эти породы как метапелитолиты. Добавим только, что повышенная гидролизатность пород в кластере I обусловлена не столько глиноземом, сколько железом (составы супер- и гипержелезистые). Это обстоятельство, а также «следы» былой магнезиальности (в одном из трех анализов – 3.50 % MgO) позволяют трактовать эти сланцы как продукты метаморфизма переотложенных кор выветривания по породам основного или среднего состава. Умеренные величины ТМ допускают две трактовки: либо выветривание протекало в восстановительной среде (вынос титана), либо субстрат был относительно низкотитанистым, например андезитовым или гранодиоритовым.

Рифей. Акитканская (?)[3] анайская свита и нижнерифейская пурпольская свита. Анайская свита развита в

[3] Акитканий – стратиграфическая единица в ранге подгруппы, выделенная Л. И. Салопом [234]. Она датируется в интервале 1900–1600 млн лет, т. е. частично захватывает верхи карелия и низы рифея в общепринятой шкале докембрия.

Таблица 129

Химический состав глиноземистых сланцев Витватерсранда и некоторых ассоциирующих с ними пород. Составлено по данным Т. Раймера, 1985 г. [349, с. 39, 40]

Окислы и модули	I	II	III	2	3	4	9	10	11
	Щелочной суперсиаллит	Гипогидролизат	Щелочной гипогидролизат	Нормосиаллит	Гипогидролизат	Псевдогидролизат	Миосилит	Алкалит	Гипогидролизат
n	2	2	4						
SiO_2	59.83	54.67	50.98	67.20	51.00	52.02	75.47	54.78	58.11
TiO_2	0.75	0.72	1.02	0.93	1.12	1.66	0.53	1.01	0.97
Al_2O_3	25.48	29.42	34.92	24.39	28.85	28.47	16.03	29.99	31.93
Fe_2O_3	3.36	6.15	2.12	2.27	5.73	9.59	0.99	0.99	1.32
MgO	1.61	2.41	1.01	1.45	2.05	4.19	1.15	0.87	0.05
CaO	0.05	0.04	0.01	0.01	0.66	0.01	0.01	0.48	1.02
Na_2O	0.64	0.36	0.45	0.11	1.11	0.22	0.20	0.52	0.00
K_2O	4.55	2.26	4.82	0.58	5.20	0.08	3.09	7.95	1.10
П. п. п.	4.32	4.36	4.98	2.92	3.92	4.66	2.49	4.12	5.65
Сумма	100.59	100.39	100.31	99.86	99.82	100.90	99.96	100.71	100.15
ГМ	0.49	0.66	0.75	0.41	0.70	0.76	0.23	0.58	0.59
ФМ	0.08	0.16	0.06	0.06	0.15	0.26	0.03	0.03	0.02
АМ	0.43	0.54	0.68	0.36	0.57	0.55	0.21	0.55	0.55
ТМ	0.029	0.024	0.029	0.038	0.039	0.058	0.033	0.034	0.030
ЖМ	0.13	0.20	0.06	0.09	0.19	0.32	0.06	0.03	0.04
НКМ	0.20	0.09	0.15	0.03	0.22	0.01	0.21	0.28	0.03
ЩМ	0.10	0.20	0.10	0.20	0.20	2.80	0.10	0.10	0.00

Таблица 130

Химический состав докембрийских филлитов Западного Таймыра. Составлено по данным М. Г. Равича, 1954 г. [219, с. 146]

Окислы и модули	I	4
	Гипогидролизат	Нормосиаллит
n	3	
SiO_2	53.46	59.70
TiO_2	1.14	0.67
Al_2O_3	18.65	14.78
Fe_2O_3	6.04	5.50
FeO	6.13	4.88
MgO	2.89	2.50
CaO	1.18	2.89
Na_2O	1.11	0.98
K_2O	2.34	1.87
П. п. п.	6.99	6.08
Сумма	99.93	99.85
ГМ	0.60	0.43
ФМ	0.28	0.22
АМ	0.35	0.25
ТМ	0.061	0.045
ЖМ	0.61	0.67
НКМ	0.19	0.19
ЩМ	0.50	0.50

Байкальской горной области в верховьях р. Лены; ее средняя подсвита мощностью более 700 м представлена чередованием пачек серицит- и дистен-хлоритоидных сланцев с пачками светлых кварцевых песчаников. Верхняя подсвита (мощностью не менее 900 м) сложена в основном кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с подчиненными прослоями серицит-хлоритоидных сланцев [82, с. 67]. В Байкальской горной области в междуречье рек Витима и Чары развита тепторгинская серия рифея. В основании ее лежит пурпольская свита мощностью от 150–200 до 950–965 м, залегающая на карелидах с крупным перерывом и угловым несогласием. Средняя подсвита пурпольской свиты (до 350 м) сложена в основном высокоглиноземистыми сланцами с диаспором, дистеном и хлоритоидом, а нижняя (60–240 м) и верхняя (60–400 м) – в основном кварцевыми песчаниками и гравелитами [82, с. 50–57].

Нет сомнения, что глиноземистые метаморфиты обеих толщ имеют первично-осадочную природу.

Рифейские толщи Енисейского кряжа. В среднерифейской тунгусикской серии (потоскуйская, шунтарская и киргитейская свиты) известны пачки сланцев с хлоритоидом, содержание которого достигает 40–50 %. Иногда в этих породах отмечали и пирофиллит. В вышележащей верхнеангарской свите ослянской серии (верхний рифей?) также есть сланцы с хлоритоидом. Их особенностью является высокое содержание окислов железа, а в некоторых разновидностях – присутствие пирофиллита и каолинита. Обычно хлоритоидные сланцы ассоциируются с кварцевыми песчаниками; верхнеангарские сланцы залегают непосредственно выше стратиграфического перерыва, который маркируется «рудоносным горизонтом» – железными рудами в самом основании свиты [82, с. 98–103].

Овручская серия и среднерифейская зигальгинская свита. На СЗ УКЩ в составе овручской серии рифея находится толкачевская свита мощностью до 900 м, сложенная в основном кварцевыми песчаниками и кварцитами с прослоями пирофиллитовых и гематит-серицитовых сланцев. Содержание пирофиллита в сланцах доходит до 30 %, гематита – до 15 % [82, с. 175].

На Южном Урале в основании среднего рифея залегает мощная зигальгинская свита, сложенная в основном кварцевыми песчаниками и кварцитами и содержащая в средней подсвите сланцы и филлиты с хлоритоидом, а в районах с более сильным метаморфизмом (хр. Уралтау) – и со ставролитом. По мнению В. К. Головенка, наличие крупного предзигальгинского перерыва не вызывает сомнений [82, с. 114–118].

Рифей-вендские гематитовые песчаники. Специфическими образованиями являются гематитовые красноцветные песчаники, содержащие лепешки и протяженные тонкие прослои гематита. Такие породы известны в составе древних гумидных «красноцветных бескарбонатных гематитовых формаций», выделенных А. И. Анатольевой. «*Стало очевидным, что некоторые красноцветы позднего докембрия обнаруживают тесную парагенетическую связь с различной мощности гематитовыми прослоями*» [5, с. 173]. С ними ассоциируются и красноцветные аргиллиты с гематитом, имеющие гидрослюдисто-хлоритовый и каолинитовый состав. Например, в разрезе верхнего рифея–венда ЮЗ Сибирской платформы (тасеевская серия) гематитовые песчаники содержат SiO_2 79.5–79.9, Al_2O_3 1.6, Fe_2O_3 14.3–24.5, FeO 0.14, TiO_2 0.18–0.20 %. По этим данным породы аттестуются как гипертитанистые и гипержелезистые миосилиты. ***Некоторые разновидности песчаников настолько богаты гематитом, что из силитов (что нормально для песчаников) превращаются в гидролизаты.*** Таков, например, один из анализов, приведенных А. И. Анатольевой: SiO_2 50.72, TiO_2 0.65, Al_2O_3 7.05, Fe_2O_3 34.77, MnO 0.28 %; эта порода аттестуется как Fe-нормогидролизат (ГМ 0.84).

Следует присоединиться к выводу А. И. Анатольевой о генезисе этой необычной осадочной формации: «*Наряду с господствующими продуктами механического разрушения горных пород в бассейн седиментации, по всей вероятности, поступало значительное количество продуктов химического выветривания, за счет которых возникли наблюдаемые в разрезе формации включения и прослои гематита*» [5, с. 188].

Правда, здесь в тени остается вопрос: каким же образом произошла *концентрация* гематита в песчаниках, способная превратить обычные полевошпат-кварцевые песчаники в настоящие гидролизаты? Видимо, дело в том, что частицы терригенных гидроокислов Fe из кор выветривания обладали той же гидродинамической крупностью, что и определенная размерная фракция песков. Другая фракция окисно-железных частиц, по-видимому, была мельче и осаждалась вместе с алевропелитовым материалом, формируя красноцветные аргиллиты с гематитом.

Палеозой. Рассмотренные примеры относились к докембрию. Однако метагидролизаты известны и среди метаморфических толщ, развитых в палеозойских складчатых поясах. Ограничимся тремя примерами.

Верхнекембрийские–нижнеордовикские хлоритоидные сланцы Приполярного Урала. В древних метаморфических толщах на Приполярном Урале (хребты Росомаха и Малдынырд) хлоритоид известен по меньшей мере с начала 60-х годов, когда его присутствие отметили в маньинской свите (R_3mn) в верхнем течении р. Кожим.

Судя по указанным в книге М. В. Фишмана и Б. А. Голдина [260] номерам обнажений, они нашли хлоритоидные сланцы на руч. Санашор – крупном левом притоке р. Б. Каталамбию. Предполагался гидротермальный генезис хлоритоида. В 1966 г. в отчете по геологической съемке Сураизской ГПП (бас. р. Балбанъю и Лимбекою) Л. Т. Белякова описала мощную пачку хлоритоидных сланцев в северной приводораздельной части хр. Малдынырд в районе оз. с высотной отметкой 1242.1 м. Она предположила, что хлоритоид образовался за счет метаморфизма первичной, богатой глиноземом и магнетитом, породы.

В 1978 г. Р. Г. Тимонина в кандидатской диссертации подробно описала сланцы с хлоритоидом и кианитом на безымянном ручье, впадающем в Кожим в 2 км ниже устья Б. Каталамбию. Позже этот ручей назвали ее именем [75]. Кроме того, она отметила хлоритоид-дистеновые, гематитовые и пирофиллитовые сланцы в базальных кварцитах тельпосской свиты O_1tp. Р. Г. Тимонина интерпретировала хлоритоид и кианит как минералы метасоматической колонки – продукт кислотного выщелачивания [253, с. 25–29]; однако последние исследования показали, что такая трактовка сомнительна – оба минерала суть продукты метаморфизма переотложенных продуктов верхнекембрийской коры выветривания [317]. В 1985 г. В. С. Озеров установил региональное развитие сланцев с хлоритоидом в южной части хр. Малдынырд и в ряде пунктов на хр. Лапча, а позже (1989 г.) и значительно южнее – вплоть до бас. р. Щугор. По его представлениям, сланцы с хлоритоидом (и рядом других глиноземистых и железистых минералов) являются метаморфизованной кембрийской корой выветривания по субстрату рифейско-вендских образований [187, 188].

Идея о существовании древней коры выветривания на Приполярном Урале была выдвинута в 1962 г. Г. А. Черновым. В дальнейшем нами петрохимическим методом было выявлено несколько вероятных субстратов такой коры и обнаружен хлоритоид в ряде новых точек на хр. Росомаха. Были опубликованы анализы хлоритоида с руч. Тимониной, и дана схема его нормативного расчета [75]. Исследование показало [317], что хлоритоид, как правило, является самым поздним метаморфическим минералом, дающим прекрасно образованные пойкилобласты размером до 1 см, но чаще 0.1–0.3 мм. По химическому составу хлоритоиды образуют две группы. В пер-

вой содержание TiO_2 составляет 1.52–2.43 %, CaO 0.02–0.18, Na_2O 0.06–0.25, K_2O 0.06–0.15 %. Во второй группе содержания TiO_2 на порядок ниже, Ca и щелочи обычно анализом не фиксируются. Титанистые хлоритоиды содержатся в сланцах по субстрату верхнерифейских метабазитов, верхне- и среднерифейских сланцев-метатуффоидов. Это всегда пойкилобласты, переполненные микровключениями рутила, лейкоксена, апатита, эпидота, кианита, турмалина, гематита, слюд и хлорита. Относительно низкотитанистый хлоритоид содержится в апориолитовых малдинских сланцах; из минеральных включений характерен турмалин, из элементов-примесей – РЗЭ на уровне сотых долей %, обусловленные (как показали последние микрозондовые исследования) присутствием микронных включений редкоземельных фосфатов.

Известно, что хлоритоид – минерал полигенетичный и образуется в процессах изохимического регионального метаморфизма как низких, так и относительно высоких ступеней в контактовых ореолах кислых интрузий и в кварцевых жилах [57]. Однако весьма важно указание Л. Халфердала [57, с. 486], что хлоритоид устойчив лишь в глиноземистых породах. Действительно, изучение литературы убеждает в том, что ***по крайней мере в зеленосланцевой фации хлоритоид (как и его частый спутник пирофиллит) присущ отнюдь не любым метаморфическим сланцам-метапелитам, а лишь гидролизатным – обогащенным глиноземистыми и железистыми продуктами размыва кор выветривания.***

Частый парагенезис хлоритоида с пирофиллитом и гематитом подсказывает наиболее вероятные реакции изохимического метаморфизма, в которых исходным материалом для формирования хлоритоида послужили каолинит или пирофиллит и какой-нибудь железосодержащий минерал (шамозит, гидрогетит, гетит, магнетит). Некоторое различие в химическом составе хлоритои- дов отражает различие первичных субстратов коры выветривания, а низкая степень кристалличности минерала указывает на его формирование при невысоких *P–T*-параметрах метаморфизма [215].

Изложенное позволяет утверждать, что региональное развитие хлоритоида на Приполярном Урале в основании комплекса уралид (O_1–C), в том числе в алькесвожской толще $Є_3$–O_1al и отчасти в тельпосской свите O_1tp, и в верхах комплекса доуралид (PR_2–V), указывает на региональное же развитие обогащенных железом и глиноземом древних кор выветривания [92, 111, 187, 317].

Однако такая концепция годится не для всех наших хлоритоидов. Марганцовистый хлоритоид из апориолитовых сланцев (или апоаркозовых дериватов риолитов) и рассекающих их альпийских кварцевых жил ассоциируется с обильным турмалином (до 2 %), кианитом, а также, вероятно, флюоритом. Это указывает на наложенный процесс, где хлоритоид мог сформироваться по схеме «пирофиллит + магнетит», о чем может свидетельствовать пойкилобластический облик хлоритоида, «пожирающего» пирофиллитовую основную ткань и не подчиняющегося сланцеватости пород. По мнению петербургских и екатеринбургских геологов, метасоматические процессы на хр. Малдынырд были следствием неоднократных палеозойских активизаций древних (рифейско-вендских) разломов [137, 255]. С одной из таких активизаций, по-видимому, связано и уникальное фуксит-алланит-золото-палладиевое оруденение, открытое В. С. Озеровым [187, 188].

Девонские «искристые сланцы» Северного и Приполярного Урала. В верховьях р. Лемвы, на хр. Тисваиз выходит толща D_2, сложенная черными сланцами (пласты и линзы? мощностью до 40 м), кварцевыми песчаниками и известняками. По данным В. С. Цыганко [270] и А. И. Першиной [19], возраст толщи эйфельский.

В 1962 г. выдающийся воркутинский геолог К. Г. Войновский-Кригер впервые описал эту толщу, назвав черные сланцы «искристыми» по их характерному облику. Эти породы очень трудны для диагностики и были первоначально определены им как клиноцоизитовые. Только в 1975 г. нами было обнаружено, что они содержат пирофиллит (~36 %), хлоритоид (~25 %), порфиробласты которого и придают породам «искристость», и серицит (~26 %), причем нормативный пересчет не исключал даже присутствия 1–2 % свободного глинозема [39]. Аналогичные породы в аналогичной толще в 1973 г. были описаны В. Н. Пучковым в 200 км южнее – в Мало-Печорском аллохтоне – в верховьях р. М. Печоры на Северном Урале. «*Стало ясным, что эти породы суть метаморфизованные продукты коры выветривания, имевшие первоначально гидрослюдисто-шамозитово-каолинитовый состав...*» [295, с. 192]. Литохимическая обработка данных показала, что «искристые сланцы» аттестуются как нормотитанистые гипогидролизаты; это позволило предположить, что «*субстратом для девонской коры выветривания послужили, скорее всего, осадочные породы, а не базиты или гранитоиды*» [74, с. 96].

Танамысская толща Северного Памира. Согласно К. Ф. Будановой [33], это «филлит-сланцевая высокоглиноземистая формация» (силур–девон), представленная толщей чередования сланцев с хлоритоидом, хлорит-мусковитовых парасланцев, зеленых ортосланцев и мраморизованных известняков мощностью более 900 м. В вышележащей сарыкольской серии (С–Р), сложенной в основном кварцитовидными песчаниками, также встречаются маломощные прослои сланцев с хлоритоидом. По мнению К. Ф. Будановой, хлоритоидные сланцы образовались путем метаморфизма переотложенных кор выветривания, хотя она не исключает их формирование и за счет размыва гидротермальных гидролизатов по субстрату вулканитов. Наиболее богатые хлоритоидом сланцы содержат 36.5 % Al_2O_3 и 15 % $Fe_2O_3 + FeO$.

Высококалиевые сланцы-метагидролизаты

Высококалиевыми мы называем кристаллические сланцы, содержащие не менее 5 % K_2O. Среди них встречаются разновидности, содержащие 8–10 и даже 11–12 % K_2O. В таких породах носителями калия являются светлые слюды и калиевый полевой шпат, присутствие которого выдается величиной калиевого модуля КМ (K_2O/Al_2O_3) > 0.31, т. е. больше мусковитовой нормы. ***Как правило, высококалиевые сланцы входят в состав мощных красно-***

цветных толщ и тесно ассоциируются с высококалиевыми аркозами. Как и низкощелочные глиноземистые сланцы, эти породы тоже несомненно являются дериватами мощных кор выветривания. Как было показано в гл. 8, различие состоит в том, что низкощелочные гидролизатные сланцы формировались за счет процессов кислого гумидного выветривания, при котором из субстрата выносились Na, Ca, Mg, K и Si, тогда как высококалиевые сланцы и ассоциирующиеся с ними калиевые аркозы сформировались в условиях аридного щелочного выветривания, в котором калий был инертным элементом.

Карелий. Сланцы гуронские, таймырские, сегозерские, вепские. В южной части Канадского щита развиты мощные толщи карелид в составе гуронской надсерии. Они залегают на метаморфизованной догуронской коре выветривания (которую канадские геологи называют палеопочвой), представленной высококалиевыми сланцами, содержащими до 11 % K_2O и 33.1 % Al_2O_3. В составе гурона есть несколько свит (Мак-Ким, Пекорс, Гоуганда) с высококалиевыми сланцами, содержащими до 8.5 % K_2O и до 23.7 % Al_2O_3 [82, с. 207].

На Западном Таймыре в составе карелид развита очень мощная воскресенская свита (2500–2700 м), представленная чередованием кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников и темными ильменитоносными филлитами, несколько обогащенными глиноземом и содержащими до 5 % K_2O [82, с. 94–95]. Умеренно повышенные содержания K_2O как будто не позволяют относить эти сланцы к высококалиевым. Однако мы отмечали, что «*выясняется генетическая связь таймырских черных сланцев с базитами или гипербазитами*» [300, с. 51]. Естественно, что выветривание низкокалиевого субстрата не может породить столь высоких содержаний калия, как выветривание гранитоидов или кислых гнейсов; поэтому для базитового субстрата такие содержания калия следует считать аномальными.

В нижнеятулийском комплексе Центральной Карелии развита мощная сегозерская серия, в своей нижней части (700–1000 м) осадочная, а в верхней (до 750 м) – осадочно-вулканогенная [234, с. 136]. В средней и нижней частях разреза осадочной толщи (ниже венчающих ее строматолитовых доломитов) развиты высококалиевые сланцы, которые в среднем содержат 6.5–8.9 % K_2O и 7.8–25.0 % Al_2O_3. Доказано присутствие в них значительного количества калишпата [298].

В табл. 131 представлены анализы нижнеятулийских аргиллитов и песчаников – одних из древнейших на Земле красноцветов [245]. Исходные составы представлены преимущественно К-алкалитами и щелочными (также калиевыми) сиаллитами. Родство этих таксонов здесь совершенно очевидно, так что граница между ними (8 % щелочей) в данном случае имеет формальный характер. Весьма замечательно, что нормированная щелочность (НКМ) аргиллитов не только не ниже, но в среднем даже несколько выше, чем

Таблица 131

Химический состав аргиллитов и песчаников нижнего ятулия Центральной Карелии.
Составлено по данным А. В. Сочавы, 1979 г. [245, с. 94]

Окислы и модули	I	II	3	12
	Аргиллиты (щелочной нормосиаллит)	Песчаники (миосилит)	Аргиллит (щелочной гипосиаллит)	Песчаник (суперсилит)
n	8	7		
SiO_2	60.11	71.37	67.00	87.52
TiO_2	0.82	0.38	0.96	0.09
Al_2O_3	18.91	12.76	16.81	4.87
Fe_2O_3	5.21	1.61	2.68	0.63
FeO	0.59	0.26	0.14	0.14
MnO	0.03	0.05	0.02	0.04
MgO	2.46	2.37	1.23	0.96
CaO	0.50	2.21	1.33	1.71
Na_2O	0.13	0.08	0.14	0.30
K_2O	7.85	4.60	6.00	1.54
P_2O_5	0.11	0.10	0.20	0.05
SO_3	0.02	0.03	0.01	—
CO_2	0.68	2.75	1.03	1.16
П. п. п.	2.74	1.79	2.36	0.84
Сумма	100.16	100.36	99.91	99.85
ГМ	0.43	0.21	0.31	0.07
ФМ	0.14	0.06	0.06	0.02
ТМ	0.043	0.029	0.057	0.018
ЖМ	0.30	0.15	0.16	0.16
НКМ	0.42	0.37	0.37	0.38
ЩМ	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.20

щелочность песчаников, – картина, которая никогда не встречается в гумидных отложениях. Несмотря на отсутствие среди аргиллитов формально гидролизатных составов, их также нужно трактовать как образования своеобразных (аридных) кор выветривания [298]. Просто в отличие от вепских красноцветов [245, с. 92] (см. о них ниже) в субстрате нижнеятулийских кор, по-видимому, были более однообразные породы кислого состава.

Среди ятулийских песчаников преобладают К-аркозы, и только один состав (обр. 12) можно аттестовать как кварцит. Любопытно присутствие среди аркозов составов с повышенной магнезиальностью (псевдосилиты). Иногда это можно уверенно связывать с повышенной карбонатностью (доломит), но в других случаях, видимо, присутствует силикатный магний (биотит?). Обр. 3, судя по его промежуточному положению между аргиллитами (кластер I) и песчаниками (кластер II), вероятно, следует квалифицировать как алевролит.

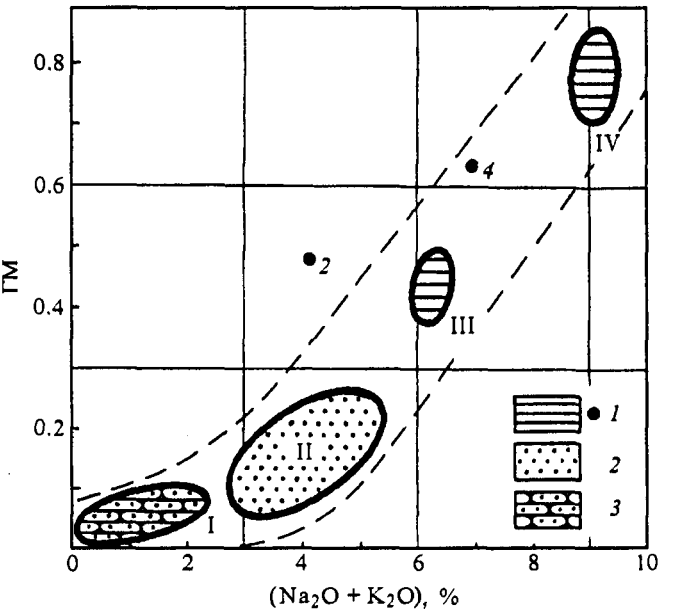


Рис. 99. Модульная диаграмма для красноцветных отложений вепской серии мезопротозоя Карелии. Составлено по данным А. В. Сочавы, 1979 г. [245, с. 94].
1 – аргиллиты и алевроаргиллиты, *2* – аркозовые песчаники, *3* – калишпатовые кварциты.

В табл. 132 и на рис. 99 представлены анализы красноцветных аргиллитов и песчаников вепской серии Карелии (верхи карельского комплекса) [245]. Обращает на себя внимание большое своеобразие аргиллитов. Из семи составов только два аттестуются как щелочные сиаллиты, а среди оставшихся мы встречаем К-алкалиты, гидролизаты, псевдосиаллит с геохимической аномалией Mn (обр. 2), сильные накопления фосфора на уровне 0.70–4.13 % (кластер IV и обр. 4) и даже сульфата (кластер III). Все это заставляет трактовать вепские аргиллиты как продукты переотложения аридных кор выветривания, причем в субстрате этих кор находились различные породы, вплоть до эвапоритов. Вследствие этого разнообразия среди аргиллитов удается сформировать только один более или менее однородный кластер IV (гидролизатно-алкалитовый), а кластер III следует трактовать как алевроглинистый. Неоднородны и вепские песчаники, среди которых имеются и калиевые аркозы (кластер II) и кварциты с калишпатом (кластер I). Наличие среди последних состава с повышенным ТМ (0.098) может указывать на процесс динамической сортировки материала в мелководных фациях.

Сланцы чародоканские, удоканские, курские. В Олдонгсинской грабенсинклинали на западе Витимо-Алданского щита

Таблица 132

Химический состав красноцветных отложений вепской серии мезопротозоя Карелии.
Составлено по данным А. В. Сочавы, 1979 г. [245, с. 94]

Окислы и модули	I	II	III	IV	4	2
	Песчаники		Аргиллиты		Аргиллиты	
	Гиперсилит	Нормосилит	Щелочной нормосиаллит	Алкалит	Р щелочной гипогидролизат	Псевдосиаллит
n	3	3	2	3		
SiO_2	93.15	79.48	61.28	46.18	47.39	57.85
TiO_2	0.12	0.26	0.67	1.39	1.10	0.86
Al_2O_3	2.24	9.62	21.61	24.57	19.48	17.85
Fe_2O_3	1.25	1.95	4.13	9.12	9.30	3.19
FeO	1.17	1.82	0.40	0.43	0.29	5.72
MnO	0.02	0.02	0.02	0.07	0.05	0.48
MgO	0.30	0.64	0.97	1.17	0.64	3.86
CaO	0.26	0.30	0.45	1.63	6.40	0.30
Na_2O	0.11	0.19	0.11	0.07	0.09	0.36
K_2O	0.88	3.98	6.20	9.05	6.90	3.80
P_2O_5	0.05	0.14	0.24	1.09	4.13	0.16
SO_3	0.05	0.09	0.80	0.02	0.01	0.04
CO_2	0.60	0.25	0.48	0.93	3.19	0.86
П. п. п.	0.26	1.39	2.83	3.86	0.68	4.69
Сумма	100.46	100.13	100.19	99.58	99.65	100.02
ГМ	0.05	0.17	0.44	0.77	0.64	0.49
ФМ	0.03	0.06	0.09	0.23	0.22	0.22
ТМ	0.055	0.027	0.031	0.056	0.056	0.048
ЖМ	1.03	0.38	0.20	0.37	0.47	0.50
НКМ	0.44	0.43	0.29	0.37	0.36	0.23
ЩМ	0.10	0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	0.10

на поверхности архейских гранитов с признаками коры выветривания, в основании угуйской серии карелид залегает чародоканская свита мощностью 350–425 м с аркозовыми конгломератами, гравелитами и пуддинговыми брекчиями в нижней своей части. Выше следует толща среднезернистых аркозовых и кварцевых песчаников с редкими прослоями красно-коричневых аргиллитов. Как замечает А. В. Сочава, изучавший эту толщу, «*степень окатанности песчаных зерен возрастает от полимиктовых песчаников к мономиктовым*» [246, с. 38], что можно считать указанием на дополнительную механическую дифференциацию аркозового материала при образовании кварцевых песчаников. Чародоканская свита имеет характер-

Таблица 133

Химический состав рифейских кварц-мусковитовых («агальматолитовых») палеопочв по субстрату гранитов и пегматитов Льюизианского комплекса, СЗ Шотландия. Составлено по данным И. Аллисона и др., 1992 г. [321, с. 25—26]

Окислы и модули	I	II	5
	Алкалит	Щелочной нормосиаллит	Суперсиаллит
n	2	2	
SiO_2	68.60	60.61	57.57
TiO_2	0.23	0.62	0.44
Al_2O_3	15.61	23.67	30.73
Fe_2O_3	0.88	2.29	0.73
FeO	0.73	0.26	0.01
MnO	0.03	0.02	0.01
MgO	0.56	0.95	0.32
CaO	0.89	0.03	0.02
Na_2O	1.72	0.15	0.13
K_2O	8.99	7.67	4.55
P_2O_5	0.06	0.03	0.02
H_2O^+	0.83	3.47	4.77
Сумма	99.13	99.77	99.30
ГМ	0.25	0.44	0.55
ФМ	0.03	0.06	0.02
АМ	0.23	0.39	0.53
ТМ	0.014	0.026	0.014
ЖМ	0.10	0.11	0.02
НКМ	0.69	0.33	0.15
ЩМ	0.20	< 0.10	< 0.10

ные признаки «формации коры выветривания» с сильной дифференциацией исходного петрофонда: содержание SiO_2 в песчаниках доходит до 96.8 %, а содержание Al_2O_3 в аргиллитах – до 26.5 %. Особенно замечательно сильное накопление калия и заметное обогащение железом. Среднее содержание K_2O в аргиллитах – 7.52 % (максимальное до 9.5 %), Fe_2O_3 – около 8 % (максимальное до 9.88 %). Еще больше железа в алевролитах – в среднем 12, максимально – до 14.69 %. По признаку красноцветности и присутствия гематита эту толщу можно было бы, вероятно, отнести к «гематитовым красноцветным формациям» гумидного типа, выделенным А. И. Анатольевой [5]. Однако здесь такое заключение представляется неосновательным. Высокое значение калиевого мо-

дуля КМ в аргиллитах (0.36), превосходящее мусковитовую норму 0.31, явно указывает на присутствие калишпата. Это трудно согласовать с допущением о присутствии каолинита в составе пелитоидов, что требуется моделью гумидного выветривания.

Удоканская серия карелид развита в Олёкмо-Витимской горной стране и включает в себя мощную сакуканскую свиту. Высококалиевые сланцы сосредоточены в средне- и верхнесакуканской подсвитах. «*И в данном случае едва ли можно сомневаться в том, что эти сланцы – суть дериваты мощных кор выветривания по субстрату кислых пород*» [298, с. 693].

В низах курской серии карелид на Воронежском щите, в пачке K_1^2, залегающей под железистыми кварцитами, находятся сланцы, которые даже по средним данным, сведенным В. К. Головенком, содержат 4.6–5.8 % K_2O. Вопреки возражениям Б. М. Михайлова [181], имеются многочисленные и достаточно убедительные свидетельства существования докурской коры выветривания на гранитах и гнейсах михайловской серии [82, с. 182–183].

Рифей. «Агальматолиты» Северо-Западной Шотландии. В табл. 133 обработаны пять анализов рифейских «агальматолитовых» (кварц-мусковитовых) «палеопочв» по субстрату розовых карельских гранито-гнейсов (Льюизианский комплекс, СЗ Шотландия [321]). По мере выветривания субстрата убывает содержание полевых шпатов (снижение НКМ) и возрастает содержание слюды (нарастание ГМ) до значений, вплотную приближенных к границе гидролизатов (0.55): кластер I → кластер II → обр. 5. В этом ряду породы аттестуются как алкалиты – щелочные нормосиаллиты – суперсиаллиты.

Джалагунская свита. Датируется ранним рифеем, развита в Средневитимской горной стране. Ее средняя подсвита (850–1200 м) в основном сланцевая и наряду с кварц-мусковит-хлоритоидными сланцами содержит кварц-хлорит-мусковитовые с 5.6–6.2 % K_2O и до 30.7 % Al_2O_3 [82, с. 77].

Сланцы Тимана и Южного Урала. В разрезе рифея Среднего и Южного Тимана выделяют четласскую, быстринскую и визингскую серии. В Западной структурной зоне Тимана расположены Четласский, Обдырский и Джежимский приподнятые блоки фундамента, где развиты четласская серия в составе светлинской, новобобровской и визингской свит и нижняя часть быстринской серии – аньюгская свита. По данным нашей аспирантки Л. И. Опаренковой, в новобобровской свите присутствуют прослои глиноземистых сланцев, содержащие в среднем по трем анализам 5.52 % K_2O и 27.04 % Al_2O_3. В основании аньюгской свиты О. С. Кочетковым были описаны метаморфизованные коры выветривания, сложенные сланцами очень похожего состава: 5–6 % K_2O и до 26 % Al_2O_3. Сама же аньюгская свита представлена красноцветной толщей, в которой доминируют калиевые аркозы и субаркозы. По данным В. В. Терешко, С. И. Кириллина и Г. Я. Казанцевой, они содержат до 6.3 % K_2O.

На Южном Урале в стратотипическом разрезе рифея высококалиевые породы установлены во всех трех отделах, которые представлены осадочными сериями – мегациклами. Наиболее мощные и выдержанные горизонты высококалиевых глинистых сланцев и аркозов известны в основании бурзяния (большеинзерская свита) и каратавия (красноцветная бирьянская подсвита зильмердакской свиты). В обоих случаях положение высококалиевых толщ непосредственно выше поверхности крупных стратиграфических несогласий ясно указывает на связь их с корами выветривания [298, с. 693].

Сланцы дальредские и катангские. В Шотландии известна метаморфическая серия Дальред, которая датируется в интервале поздний рифей–ранний кембрий. По данным, сведенным В. К. Головенком [82, с. 190–191], содержание K_2O в дальредских сланцах достигает 5.4–6.2 %, Al_2O_3 – 33.2 %.

По свидетельству А. В. Сочавы [245], в верхнерифейских медеиосных сланцах катангской свиты (Центральная Африка), по данным четырех анализов, содержится в среднем 9.88 % K_2O.

9.4. Метагидролизаты и алкалиты спорного генезиса

К таким мы относим глиноземистые, железистые или высокощелочные метаморфические породы, генезис которых не столь ясен, как описанных выше, и альтернатива «эндогенный или экзогенный» не может считаться решенной, поскольку среди них очень трудно отделить изохимические метаморфиты от метасоматитов. Конечно, граница между объектами «установленного» и «спорного» генезиса очень субъективна. Например, в разряд «спорных» вполне могут быть помещены рассмотренные выше глиноземистые и железистые гранулиты. И наоборот – некоторые из «спорных» объектов могут и не считаться таковыми, поскольку аргументы в пользу одной из двух генетических гипотез иногда бывают гораздо более весомыми, чем альтернативные.

Глиноземистые гнейсы беломорского комплекса. О. И. Володичев привел 43 анализа гнейсов беломорского комплекса катархея, метаморфизованных в фации дистеновых гнейсов [55, с. 77–80]. Среди этих пород насчитывается не менее шести отдельных петрографических разновидностей, из которых две относятся к «субфации дистен-ортоклазовых гнейсов» и четыре – к субфациям «дистен-микроклиновых и дистен-мусковитовых гнейсов». Литохимическая обработка данных позволяет заметить некоторые особенности этих пород (табл. 134, рис. 100).

1. Петрографические разновидности гнейсов образуют существенно различающиеся по составу «чистые» (или почти чистые) кластеры I, V, VII–IX и смешанные кластеры II–IV, VI. При этом отличаются не только разные гнейсы (гранат-биотитовые от таких же с кианитом), но существенная дисперсия наблюдается и внутри петрографической группы кианит-гранат-биотитовых (кластеры V, VII–IX). Это значит, что литохимическая информация гораздо богаче петрографической.

Таблица 134

Химический состав катархейских метаморфитов (гранат-биотитовых гнейсов с кианитом и мусковитом) беломорского комплекса.
Составлено по данным О. И. Володичева, 1975 г. [55, с. 77—80]

Окислы и модули	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Миосилит	Псевдосиаллит		Щелочной нормосиаллит	Щелочной псевдосиаллит		Псевдо-сиаллит	Щелочной псевдо-гидролизат	Щелочной псевдосиаллит
n	7	2	5	4	4	3	3	2	2
SiO_2	69.11	60.97	64.63	65.76	60.33	62.77	59.72	55.44	54.63
TiO_2	0.64	0.81	0.71	0.57	0.81	0.70	0.97	0.89	0.86
Al_2O_3	13.93	18.32	16.12	16.04	18.23	16.36	18.83	19.70	20.03
Fe_2O_3	1.04	1.56	0.86	1.14	1.29	1.46	0.85	2.79	1.59
FeO	4.87	7.34	5.83	4.58	6.30	5.25	7.19	7.44	7.58
MnO	0.09	0.13	0.09	0.11	0.10	0.08	0.08	0.12	0.15
MgO	2.72	3.20	3.31	2.88	4.11	3.33	4.39	4.94	4.62
CaO	3.48	1.65	2.83	2.90	2.56	2.73	2.45	2.09	2.17
Na_2O	2.13	0.93	2.97	3.34	3.01	3.51	2.36	2.15	3.06
K_2O	1.17	2.84	1.65	1.77	2.23	2.43	2.22	3.51	3.67
P_2O_5	0.13	0.05	0.17	0.12	—	0.05	0.08	—	0.12
П. п. п.	0.91	2.25	1.26	0.99	1.19	1.53	1.15	1.13	1.69
Сумма	100.22	100.05	100.43	100.20	100.16	100.20	100.29	100.20	100.17
ГМ	0.30	0.46	0.37	0.34	0.44	0.38	0.47	0.56	0.55
ФМ	0.12	0.20	0.15	0.13	0.19	0.16	0.21	0.27	0.25
АМ	0.20	0.30	0.25	0.24	0.30	0.26	0.32	0.36	0.37
ТМ	0.046	0.044	0.044	0.035	0.044	0.043	0.052	0.045	0.043
ЖМ	0.41	0.47	0.40	0.35	0.40	0.40	0.41	0.50	0.45
НКМ	0.24	0.21	0.29	0.32	0.29	0.36	0.24	0.29	0.34
ЩМ	1.80	0.30	1.80	1.90	1.30	1.40	1.10	0.60	0.80

Таблица 134 (*продолжение*)

Окислы и модули	2	13	19	26	30	33	36	37	38	39	42
	Миосилит	Щелочной псевдо-сиаллит	Псевдо-сиаллит	Щелочной миосилит	Щелочной псевдо-сиаллит	Щелочной псевдо-гидролизат	Щелочной нормо-сиаллит		Псевдо-сиаллит	Нормо-сиаллит	Щелочной псевдо-гидролизат
SiO_2	72.96	63.72	56.22	68.94	63.54	49.38	61.98	63.20	60.86	65.74	50.82
TiO_2	0.33	1.41	1.08	0.29	0.63	0.84	0.94	0.51	0.67	0.60	1.24
Al_2O_3	12.30	16.26	18.27	17.08	14.39	24.00	19.82	16.58	15.79	17.88	19.24
Fe_2O_3	2.11	0.51	0.55	1.42	3.02	1.50	0.62	1.23	2.75	1.43	1.63
FeO	3.11	5.60	10.20	1.14	5.37	9.04	4.32	4.54	8.62	4.08	9.84
MnO	0.08	0.06	0.13	0.05	0.10	0.12	0.06	0.08	0.05	0.06	0.16
MgO	2.03	3.88	6.20	1.08	3.72	4.98	2.83	2.89	3.02	1.94	5.80
CaO	3.14	2.80	2.48	3.23	2.67	3.00	2.64	3.06	1.82	3.14	3.04
Na_2O	3.00	3.14	2.30	4.42	2.90	2.97	2.63	3.86	2.65	3.35	3.06
K_2O	1.03	1.95	2.18	1.20	2.20	4.12	2.50	2.03	2.19	1.25	3.37
P_2O_5	—	—	—	—	0.02	—	0.05	0.24	—	—	—
П. п. п.	0.14	1.12	0.88	0.67	1.63	0.50	1.92	1.74	1.69	1.02	1.76
Сумма	100.23	100.45	100.49	99.52	100.19	100.45	100.31	99.96	100.11	100.49	99.96
ГМ	0.25	0.37	0.54	0.29	0.37	0.72	0.42	0.36	0.46	0.37	0.63
ФМ	0.10	0.16	0.30	0.05	0.19	0.31	0.13	0.14	0.24	0.11	0.34
АМ	0.17	0.26	0.32	0.25	0.23	0.49	0.32	0.26	0.26	0.27	0.38
ТМ	0.027	0.087	0.059	0.017	0.044	0.035	0.047	0.031	0.042	0.034	0.064
ЖМ	0.42	0.35	0.56	0.15	0.57	0.43	0.24	0.34	0.69	0.30	0.57
НКМ	0.33	0.31	0.25	0.33	0.35	0.30	0.26	0.36	0.31	0.26	0.33
ЩМ	2.90	1.60	1.10	3.70	1.30	0.70	1.10	1.90	1.20	2.70	0.90

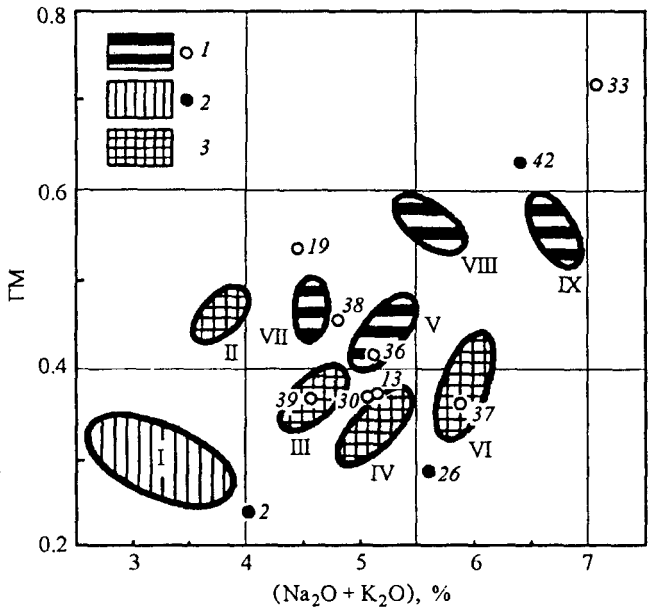


Рис. 100. Модульная диаграмма для гнейсов беломорского комплекса. Составлено по данным О. И. Володичева, 1975 г. [55, с. 77–80].

1 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы (некоторые с мусковитом), *2* – гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы, *3* – смесь литотипов (*1* + *2*).

На рис. 100 можно видеть почти некореллированное поле, а на графике ГМ–ТМ проступает тенденция позитивной корреляции. Это позволяет все (или бóльшую часть) анализов рассматривать как единую совокупность – некоторое множество родственных пород. По значениям ГМ, ТМ и ЖМ составы могли бы отвечать пелитоидам и отчасти псаммоидам (ГМ < 0.30). Однако в большинстве анализов величина ЩМ > 1, что не свойственно даже наиболее натровым архейским сланцам [228].

Отмечается широкое развитие составов щелочных (21 анализ) и магнезиальных (28 анализов). Понятно, что это обусловлено присутствием биотита. Однако симптоматично, что наличие магнезиальных пород – псевдосиаллитов и даже псевдогидролизатов – не сопровождается аномалиями титанистости и железистости.

Эти особенности позволяют нам сделать два, в общем, нетривиальных вывода.

1. Беломорские гнейсы сформировались главным образом по субстрату граувакк, среди которых были и разновидности более кислые, а также, по-видимому, породы с обилием глинистого матрикса, что сближало их с пелитоидами. Граувакки были, вероятно, дериватами андезитов (или гранодиоритов?), но отнюдь не базальтов. Только при таком условии могут образоваться пески с повышенной магнезиальностью, но при нормальных значениях железистости и титанистости.

2. В процессах регионального метаморфизма несомненно имели место явления аллохимического метаморфизма, затронувшие главным образом щелочи и отчасти титан(?). Об этом говорит широкое

рассеяние точек на всех модульных диаграммах, не позволяющее выявить какой-либо тренд, а также обилие (11 из 43!) отдельных составов, не поддающихся усреднению.

Заметим, что, по мнению О. И. Володичева, беломорские гнейсы образовались при мигматизации и метасоматозе магматических пород основного состава, отчасти эклогитоподобных.

Карельские метаморфиты Печенги. Е. Т. Бобров и И. Г. Щипакина [21], описавшие древнюю (карельскую) кору выветривания, развитую по базальтам Печенги (Кольский полуостров), помимо «неизмененных» кор (поскольку речь идет о метаморфических породах, этот термин надо понимать условно) выделили также «метасоматически измененные породы». Однако в действительности различить те и другие очень затруднительно (табл. 135).

Кластеры I и II отвечают составам «неизмененных» кор, которые сами по себе весьма своеобразны – в частности, представлены калиевыми алкалитами, что, как мы знаем, очень характерно для древних КВ. Однако очень странно, что такие породы могли образоваться по субстрату базальтов. Тем не менее в кластере III мы находим точки как «неизмененных» (IIIa), так и «метасоматически измененных» КВ (IIIб). В общем, три образца последних отличаются меньшей общей и нормированной щелочностью и значительно меньшей титанистостью, но эти признаки характерны и для двух образцов первых. Эта амбивалентная ситуация допускает две трактовки: а) то, что считается метасоматитами, на самом деле ими не является, а представляет какую-то зону древней КВ; б) наоборот, к метасоматитам следует отнести еще два образца, которые были охарактеризованы как «неизмененные». Для выбора альтернативы нужна дополнительная информация.

Рифейские песчаники Алданского щита. Терригенные и карбонатные отложения учурской серии R_2 изучались Э. М. Пинским в средней части Уяно-Улканского прогиба (нижнеуянская депрессия), где они подразделены на гонамскую (внизу) и омахтинскую свиты. В табл. 136 и на рис. 101 обработано 27 анализов песчаников, алевролитов и доломитов, среди которых можно выделить 8 кластеров и 5 индивидуальных составов, т. е. свернуть исходную информацию вдвое. Большинство точек составов ложатся в узкую полосу позитивной корреляции параметров, что может указывать на петрогенную природу осадочных пород.

Кластеры Ia и Ib отвечают гонамским песчаникам, которые аттестуются как суперсилиты и щелочные суперсилиты. Высокие значения нормированной щелочности НКМ при низкой натровости (ЩМ < 1) показывают, что носителем щелочей является калишпат. Вполне очевидно, что это кварцевые песчаники с калишпатом, но практически без плагиоклазов. Такие породы могли бы сформироваться при аридном выветривании кислого (гранитного или гнейсового) субстрата. Разделение образцов на кластеры Ia и Ib условно – вполне очевидно, что они образуют единую совокупность.

Кластеры IIIa и IIIb объединяют гонамские (IIIa) и омахтинские (IIIb) алевролиты с весьма высокой общей щелочностью ($Na_2O + K_2O$ 11.7–12.05 %, а по отдельным образцам – до 12.4 %). Поэтому эти породы аттестуются как алкалиты. В гл. 6 было показано, что генетическая трактовка алкалитов допускает несколько вариантов, в частности: кислые (или щелочные) пирокластиты, щелочные метасоматиты, образования коры выветривания. В данном случае попадание кластеров IIIa и IIIb в единую полосу корреляции с кварцевыми песчаниками кластера I указывает на их родство. В случае щелочных метасоматитов следовало бы ожидать каких-то отличий последних от субстрата, в частности выпадения точек из полосы корреляции. Более

Таблица 135

Химический состав древней метаморфизованной коры выветривания по базальтам Печенги.
Составлено по данным Е. Т. Боброва и И. Г. Щипакиной, 1991 г. [21, с. 42]

Окислы и модули	I	II	IIIa	IIIb	31	35
	Метасоматиты (Ti алкалит)		«Неизмененные» породы (псевдогидролизат)	Метасоматиты (псевдосиаллит)	«Неизмененная» порода (карбонатный щелочной псевдосиаллит)	Метасоматит (псевдосиферлит)
n	2	2	2	2		
SiO_2	56.71	50.84	46.67	52.92	32.90	60.06
TiO_2	2.81	2.91	0.74	1.02	0.50	1.76
Al_2O_3	15.50	15.42	14.15	14.57	10.70	10.11
Fe_2O_3	3.81	9.81	7.09	2.11	3.35	7.76
FeO	2.27	3.02	6.48	8.89	3.12	6.11
MnO	0.08	0.10	0.20	0.20	0.13	0.16
MgO	0.20	1.00	5.63	7.70	11.85	4.13
CaO	2.66	2.05	10.93	5.12	15.97	1.67
Na_2O	0.10	0.10	2.42	3.30	0.18	0.10
K_2O	13.00	11.60	0.29	0.40	6.58	2.70
P_2O_5	0.33	0.33	0.11	0.11	0.08	0.44
П. п. п.	2.10	2.43	4.60	3.25	14.27	4.25
Сумма	99.57	99.61	99.31	99.59	99.63	99.25
CO_2	0.77	0.44	2.04	0.45	11.52	0.22
ГМ	0.43	0.61	0.61	0.51	0.54	0.43
ФМ	0.11	0.27	0.41	0.35	0.56	0.30
АМ	0.27	0.30	0.30	0.28	0.33	0.17
ТМ	0.181	0.189	0.052	0.070	0.047	0.174
ЖМ	0.34	0.71	0.92	0.72	0.59	1.18
НКМ	0.85	0.76	0.19	0.25	0.63	0.28
ЩМ	< 0.10	< 0.10	8.30	8.20	< 0.10	< 0.10

Таблица 136

Химический состав среднерифейских отложений учурской серии
Составлено по данным

Окислы и модули	Ia	Ib	IIa	IIb	IIIa	IIIb
	Песчаники				Алевролиты (алкалит)	
	Супер-силит	Щелочной супер-силит	Щелочной нормо-силит	Алкалит		
n	4	5	2	3	3	2
SiO_2	88.15	84.80	65.80	76.50	67.30	58.05
TiO_2	0.15	0.16	0.26	0.22	0.76	0.56
Al_2O_3	4.68	7.43	8.80	11.27	15.17	16.55
Fe_2O_3	0.39	0.41	0.33	1.07	3.23	1.85
FeO	0.10	0.00	0.78	0.12	0.21	0.55
MnO	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	0.60	0.10	3.55	0.20	0.42	2.15
CaO	0.85	0.24	5.75	0.29	0.21	3.25
Na_2O	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
K_2O	3.58	5.80	7.00	9.00	11.50	11.85
P_2O_5	0.06	0.05	0.07	0.07	0.12	0.07
BaO	0.014	0.038	0.726	0.061	0.039	0.035
П. п. п.	0.92	0.48	7.01	0.59	0.79	4.92
Сумма	99.70	99.74	100.31	99.60	99.96	100.05
ГМ	0.06	0.09	0.15	0.17	0.29	0.34
ФМ	0.01	0.01	0.07	0.02	0.06	0.08
АМ	0.05	0.09	0.13	0.15	0.23	0.29
ТМ	0.032	0.022	0.029	0.020	0.050	0.034
ЖМ	0.10	0.06	0.13	0.10	0.22	0.14
НКМ	0.81	0.81	0.82	0.82	0.77	0.73
ЩМ	0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10

приемлемой кажется идея о том, что эти породы суть щелочные или кислые туфы. Однако этому противоречат значения ТМ, равные в среднем 0.034–0.050. Для кислой пирокластики такие значения слишком высоки; обычно в риолитах величина ТМ < 0.020, а нередко падает до таких убогих значений, как 0.005 и еще меньше [310, 315].

Таким образом, наиболее вероятной представляется трактовка алкалитов кластера IIIa и IIIb как образований аридной коры выветривания по гранитоидному субстрату – калиевым аркозам [298].

Что касается гонамских песчаников в кластерах IIa и b, то очевидно их промежуточное положение между крайними составами пород кластеров I и III. В таком случае – какие из крайних составов (I или III) считать исходными? По-видимому, таковыми следует считать аркозовые песчаники кластера I, а более преобразованными – алкалиты кластера III. С этим как будто согласуется и положение последних в разрезе: образцы в кластере I взяты в верхней, а в кластере III – в нижней частях разреза, что и должно иметь место при переотложении колонки КВ.

Уяно-Улканского прогиба Алданского щита.
Э. М. Пинского, 1996 г.

IV	V	26	29	32	36	50
			Песчаник	Доломит	Песчаники	
Песчаники (карбонатный алкалит)	Доломиты (карбонатолит)	Алевропесчаник (алкалит)	Карбонатолит		Mn-Ba миосилит	Щелочной карбонатный псевдосилит
2	2					
44.50	11.20	57.90	15.10	15.40	72.70	49.40
0.43	0.09	0.27	0.02	0.06	0.15	0.23
10.20	2.20	11.90	1.40	2.00	6.40	8.10
2.25	0.97	2.80	3.20	5.10	2.50	0.75
0.17	1.75	0.00	0.27	0.00	0.00	1.10
0.08	0.18	0.20	0.30	0.42	7.20	0.13
6.10	16.15	3.30	12.20	9.00	0.10	6.80
13.85	26.75	6.90	32.60	33.50	0.01	12.80
0.20	0.20	0.20	0.20	0.31	0.20	0.20
8.10	1.55	10.00	1.10	1.70	4.60	6.60
0.15	0.16	0.16	0.32	0.25	0.22	0.05
0.066	0.880	0.110	0.061	0.120	3.000	0.890
14.51	37.95	5.72	32.92	31.72	2.92	12.97
100.61	100.03	99.46	99.69	99.58	100.00	100.02
0.30	0.46	0.26	0.34	0.49	0.22	0.21
0.19	1.68	0.11	1.04	0.92	0.04	0.18
0.23	0.20	0.21	0.09	0.13	0.09	0.16
0.042	0.039	0.023	0.013	0.028	0.023	0.028
0.24	1.27	0.25	2.66	2.68	1.48	0.24
0.81	0.79	0.86	0.93	1.01	0.75	0.84
< 0.10	0.10	< 0.10	0.20	0.20	< 0.10	< 0.10

Обособленные поля на модульной диаграмме образуют омахтинские карбонатные песчаники (кластер IV) и доломиты (кластер V). Первые характеризуются и высокой щелочностью, явно тяготея к серии пород I–III. У вторых же в обломочной части (составляющей примерно 15–16 %) очевидно доминирует кварц. В этих породах отмечается и заметное накопление Ba в форме барита; такой же геохимической особенностью обладают гонамские песчаники в кластере IIa.

Наконец, специфическим составом обладают две гонамские породы: сильно обогащенная Mn и Ba (обр. 36) и сильно доломитовый песчаник (обр. 50). В последнем силикатная основа такая же, как и в песчаниках серии I–III (щелочной силит). Состав ее, по-видимому, идентичен составу песчаников в кластере IIa, b (а ГМ повышен, скорее всего, за счет карбонатного железа).

Вопрос о причине накопления бария представляет самостоятельный интерес, но вполне вероятно, что это тоже один из результатов аридного выветривания калиевых гранитоидов, первоначально обогащенных барием. В таких КВ вынесенный из силикатов барий мог бы фиксироваться в карбонатной форме.

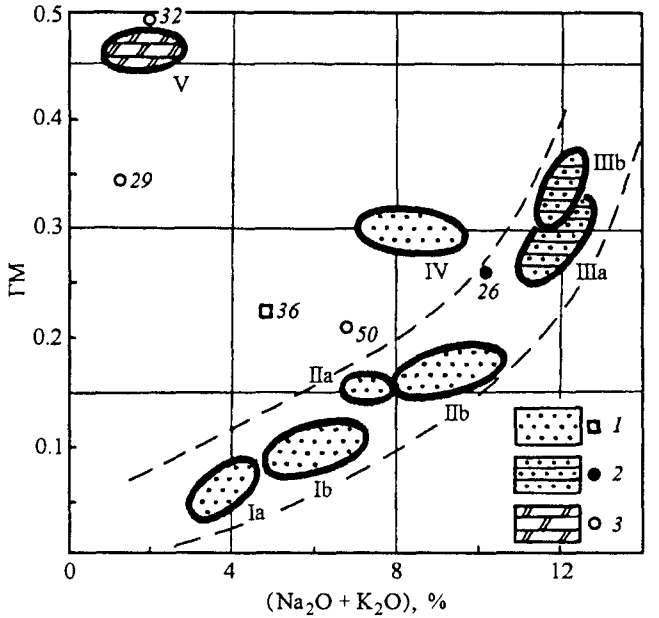


Рис. 101. Модульная диаграмма для среднерифейских отложений учурской серии Уяно-Улканского прогиба. Составлено по неопубликованным данным Э. М. Пинского, 1996 г.[4]

1 – песчаники, *2* – алевролиты, *3* – доломиты.

Из других объектов спорного генезиса, обработанных нами в литохимическом стандарте, можно назвать позднеархейский и раннекарельский метаморфизованный элювий по различным субстратам на Кольском полуострове [21], среднерифейский белетарский метаморфический комплекс Южного Урала [202], рифейские диаспоровые бокситы Монголии [98] и недавно обнаруженные апориолитовые диаспориты Приполярного Урала. Ограничимся рассмотрением только последних, поскольку даже для этого, уже довольно хорошо изученного объекта альтернатива – «метасоматически-гидротермальный или метаморфизованный элювиально-коровый» – продолжает стоять очень остро [111, 304, 308].

Диаспоровые породы Приполярного Урала. Конкреционные диаспориты и вмещающие их гематит-пирофиллитовые сланцы с диаспором на Приполярном Урале были открыты воркутинским геологом В. С. Озеровым только в 1985 г., хотя они в буквальном смысле лежат на поверхности, тесно ассоциируясь с апориолитовыми сланцами на хр. Малдынырд [304, 308].

---

[4] Выражаем сердечную признательность нашему другу Э. М. Пинскому за предоставление этих интересных материалов.

Сам первооткрыватель трактует диаспориты как наиболее доказательную улику реальности существования метаморфизованных кембрийских кор выветривания, называя диаспориты «латеритными конгломератами» [187, 188]. Хотя элювиально-коровая природа других метагидролизатов в данном регионе – хлоритоидных, пирофиллитовых, кианитовых и других сланцев (не по риолитам!) – у нас сомнений не вызывает, некоторые особенности геологии и геохимии именно апориолитовых пород заставляют серьезно считаться и с альтернативной трактовкой их – как метасоматических образований типа вторичных кварцитов [111, 304, 308].

Пока что конкреционные диаспориты известны в трех участках хр. Малдынырд (рис. 102): 1) «Сводовый», 2) плато к СВ от кара оз. Грубепендиты (здесь расположено уникальное золото-палладиевое месторождение «Чудное», открытое В. С. Озеровым), 3) расположенный несколько севернее каньон руч. Алькесвож – левого притока р. Балбанъю, крупного левого притока р. Кожим.

Участок «Сводовый» представляет собой плоскую заболоченную низину (древняя поверхность выравнивания?) размером 1.5×2 км^2, где канавами партии А. В. Вознесенского в 1988 г. была вскрыта однообразная толща красных гематит-диаспор-пирофиллитовых сланцев с обильными диаспоровыми конкрециями. Ни мощность сланцев, ни взаимоотношения их с обрамляющими участок конгломератами, риолитами и диабазами достоверно не установлены. На риолитовом плато недалеко от золото-палладиевого месторождения «Чудное» выходы пирофиллит-гематит-диаспоровых пород образуют изометричные пятна или узкие полосы в окружении мало измененных риолитов. Наконец, в скальном каньоне руч. Алькесвож на протяжении 0.5 км обнажен контакт алькесвожских конгломератов и гравелитов с апориолитовыми сланцами. Последние образуют серию мелких клиньев (апофиз?) в гравелитах, что очень напоминает интрузивный контакт с зонами как бы эндо- и экзоконтактовых «роговиков» – по субстрату соответственно риолитов и гравелитов. Здесь, по данным изучения пройденных нами детальных профилей, обнаружилась весьма сложная картина, подробно описанная в [304].

В целом же в зоне межформационного контакта уралиды–доуралиды взаимоотношения горных пород оказались так сложны, а процессы их изменения так интенсивны, что почти все добытые факты допускают альтернативную трактовку в терминах двух моделей: а) метаморфизованной кембрийской коры выветривания по субстрату пород комплекса доуралид; б) метасоматитов нескольких типов (кварц-серицитового, пирофиллитового и др.), к которым можно отнести и диаспориты [137, 255].

Согласно первой модели (В. С. Озеров), установленная минеральная зональность апориолитовых сланцев – это зональность былой латеритной коры выветривания по риолитам, где диаспориты отвечают собственно латерит-бокситам,[5] пирофиллитовые сланцы – каолинитовой, серицит-пирофиллитовые – гидрослюдисто-каолинитовой, а серицитовые – гидрослюдистой зонам коры выветривания. При этом «аномальные» резко обогащенные гематитом диаспориты получают истолкование как образования типа кирасы.

[5] Впрочем, в последние годы (1997–2000) В. С. Озеров стал активно развивать идею о развитии диаспоритов по субстрату не риолитов, а диапарем кимберлитового или щелочно-ультраосновного состава. В пользу этого свидетельствуют находки в диаспоритах таких минералов, как ганит (цинковая шпинель), но других подтверждений этой идеи пока нет (и вряд ли будут).

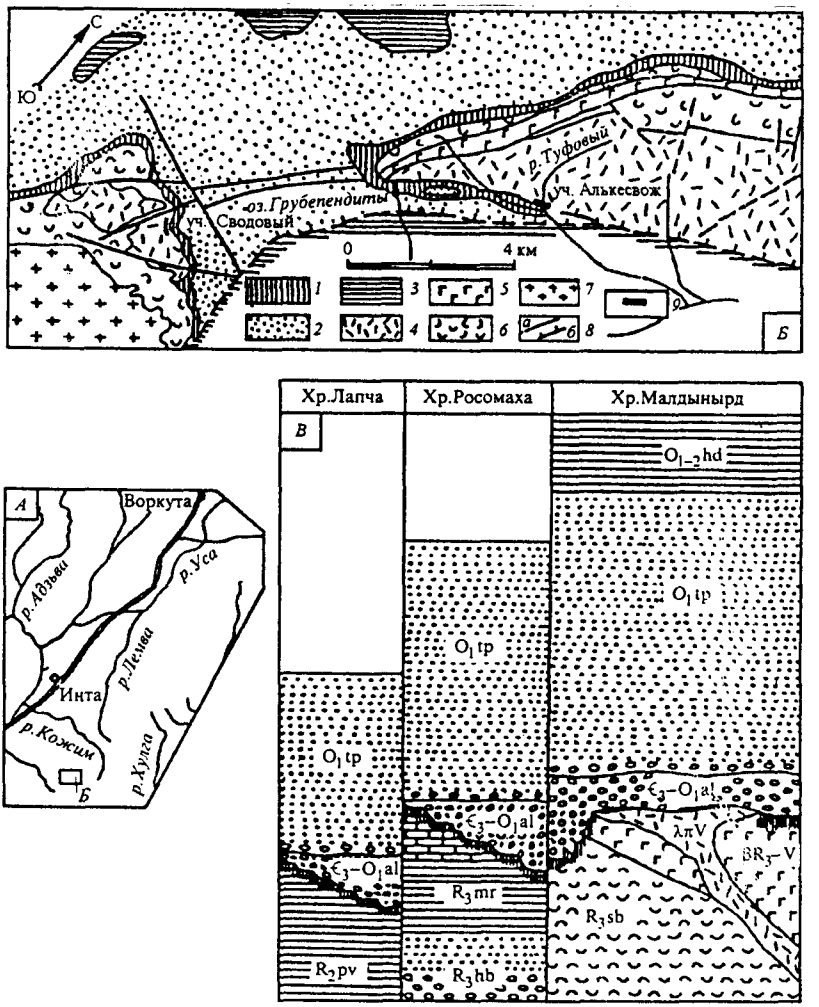


Рис. 102. Расположение выходов апориолитовых диаспоритов на хр. Малдынырд, Приполярный Урал. Использованы материалы Я. Э. Юдовича, Л. Т. Беляковой, А. М. Пыстина, С. А. Репиной и В. С. Озерова.

А – район исследований, *Б* – схема геологического строения южной части хр. Малдынырд, *В* – концептуальная схема межформационного контакта комплексов уралид и доуралид [304, с. 82].

На геологической схеме. 1–3 – основание *комплекса уралид*: *1* – гравелиты, конгломераты и порфиробластические хлоритоидные сланцы алькесвожской толщи (Є3–O1 al) и подстилающей ее кембрийской коры выветривания по породам фундамента; *2* – конгломераты, гравелиты и кварцито-песчаники тельпосской (обеизской) свиты (O1 tp); *3* – алевросланцы хыдейской (саледской) свиты (O1-2 hd); *4–6* – верхи *комплекса доуралид: 4* – риолиты малдинского комплекса (λπV–Є1), *5* – долериты манарагского комплекса (βR3–V), *6* – метабазиты, риолиты и их туфы саблегорской свиты (R3–Vsb); *7* – граниты Малдинского массива γV; *8* – разломы (*а*) и надвиги (*б*); 9 – участки с диаспоровыми породами. *На схематических колонках*: метапелиты

Во второй модели все зоны трактуются как фации единой метасоматически-гидротермальной формации вторичных кварцитов, при этом важное значение придается и присутствию здесь кварцевых жил, что типично для финальной стадии процесса.

Очевидно, что нужно добывать новые факты, которые позволят предпочесть одну из альтернативных генетических моделей. Пока что (1999 г.) метасоматическая трактовка диаспоритов имеет некоторое преимущество перед элювиальной [111, 304, 308].

9.5. Диагностические признаки генезиса метагидролизатов

Изложенный материал показывает, что конвергентность признаков метагидролизатов отнюдь не распространяется на **все** их признаки. Если подойти к делу непредвзято и постараться избежать крайностей, то можно выделить целый ряд таких признаков, которые следует (с разной степенью достоверности) считать диагностическими для метагидролизатов определенного генезиса.

Формационный признак: нахождение метагидролизатов в лепигенных осадочных формациях. Все материалы, изложенные в разделе 9.3, позволяют обобщить их в рамках концепции *лепигенных* осадочных (и соответственных осадочно-метаморфических) формаций [294].

Лепигенные осадочные формации отличаются присутствием в них материала кор выветривания, как автохтонного (in situ), так и аллохтонного (ближнее переотложение) типов. Они располагаются на межформационных границах между толщами, существенно различающимися по возрасту, составу и генезису, разделенными во времени крупными перерывами в седиментации и соответственно – поверхностями стратиграфического, углового, а иногда и азимутального несогласия.

Страто- и тектонотипом лепигенной формации является выделенная В. С. Озеровым *алькесвожская толща* $\in_3$–O_1 al на Приполярном Урале [187], залегающая на межформационном контакте между двумя крупнейшими тектоническими комплексами Н. П. Хераскова: байкальским (доуралиды) и каледоно-герцинским (уралиды) [75, 111]. Алькесвожская терригенная толща залегает в основании мощной олигомиктовой тельпосской (обеизской) свиты O_1, которую В. Н. Пучков [218] отождествил с фалаховой формацией Б. М. Келлера. Толща сильно изменчива по латерали и представляет собой сложное переслаивание конгломератов, гравелитов и песчаников, по большей части превращенных в сланцы. Отличительной

и метатуффоиды пуйвинской свиты (R_2 pv), конгломераты и кварциты хобеинской свиты (R_3 hb), метапелиты, метаграувакки (?) и доломиты мороинской свиты (R_3 mr), апориолитовые диаспориты (*черное*). Вертикальными штрихами условно показана кембрийская кора выветривания.

особенностью толщи является присутствие в ее составе метаморфизованных продуктов кембрийской коры выветривания: серицита, диаспора, пирофиллита, хлоритоида, обильного гематита (три последних в крупных эффектных кристаллах переоткладываются в поздних жилах альпийского типа), иногда также кианита и парагонита. Если она залегает на венд-кембрийских риолитах, то в ней присутствуют (и/или подстилают ее) диаспорсодержащие пирофиллитовые и серицитовые сланцы, обогащенные РЗЭ, унаследованными от риолитов, а если на рифей-вендских диабазах, то в ней доминируют серицит-пирофиллит-хлоритоидные сланцы, часто с высокими содержаниями лейкоксена и гематита [111, 304]. Похожее «геохимическое унаследование» отмечается и при залегании алькесвожской толщи на серицит-хлоритовых сланцах пуйвинской (R_2 pv) или мороинской (R_3 mr) свит [317].

Нижний контакт алькесвожской толщи весьма отчетливый, ибо это и есть межформационная граница уралид с доуралидами. Так, в каре оз. Грубепендиты Л. Т. Белякова демонстрировала этот контакт, где видно стратиграфическое, угловое и азимутальное несогласие, комиссии по подготовке III Уральского стратиграфического совещания (1977 г.) [111]. В периоды каледонского и герцинского диастрофизмов межформационный контакт «тектонизировался»: массивная плита тельпосских конгломератов с «припаянной» к ней алькесвожской толщей могла легко проскальзывать по поверхности древней коры выветривания – пирофиллитовым и серицитовым сланцам с формированием разнообразных катаклазитов [304]. В результате таких движений на горе Северное Лезвие и хр. Лапча (верховья руч. Караванного) сформировались «псевдоконгломераты» с магнетитом, хлоритоидом и пирофиллитом в цементе; кварцевая галька здесь превращена в узкие длинные линзы с соотношением длины к ширине до 10:1!

Картина явного тектонического контакта может привести к напрашивающемуся, но ошибочному заключению о том, что и все метагидролизаты в зоне контакта, например сланцы с хлоритоидом и кианитом, сформировались вследствие поздних гидротермально-метасоматических процессов. Выше мы отмечали, что именно такая идея была развита в книге В. Н. Разумовой [220], но как раз пример уже хорошо изученной зоны межформационного контакта на Приполярном Урале позволяет усомниться в правильности ряда построений В. Н. Разумовой. В частности, здесь причину следует поменять местами со следствием: именно наличие древних кор выветривания «провоцировало» развитие дизъюнктивов с последующей гидротермальной проработкой тектонически ослабленных зон, что и наблюдается повсеместно на «Уральском несогласии», то есть в зоне межформационного контакта «уралиды–доуралиды».

Вместе с тем подтвердилась правота В. Н. Разумовой, допускавшей многоэтапность формирования гидролизатных образований в зоне контакта между складчатым фундаментом и осадочным чехлом. Во всяком случае, на Приполярном Урале изотопные данные

фиксируют по меньшей мере три диастрофизма: в позднем рифее–венде, девоне и перми [111]. Наложение поздних гидротермально-метасоматических процессов как на метаморфизованные кембрийские коры выветривания, так и на алькесвожскую толщу весьма сильно усложняет всю картину, наблюдаемую на межформационном контакте [111, 255, 304].

В отличие от нижнего верхний контакт алькесвожской толщи с отложениями O_1 не вполне отчетливый и имеет, по В. С. Озерову, характер прилегания. Он распознается при определенном опыте работы по ряду более тонких признаков: окраске (для алькесвожских характерны пестроцветность и присутствие «черных» гематитовых конгломератов), составу гальки (для алькесвожских характерно обилие кварцитов, присутствие риолитов, апориолитовых сланцев и диабазов, а для тельпосских – преобладание жильного кварца) и некоторым др.

Пионерские работы В. С. Озерова и дополнительные данные, полученные нами в 1992–1998 гг., выявили широкое распространение алькесвожской толщи в десятке пунктов Кожимского района Приполярного Урала. Как выяснилось, ранее эти отложения либо считали частью тельпосской O_1 tp или саблегорской свиты R_3–V_1 sb, либо отождествляли с лаптопайской свитой V_2 lp [111]. По мнению В. С. Озерова, пролювиально-делювиальная толща алькесвожской толщи сохранилась от полного размыва водами раннеордовикской трансгрессии в субширотно ориентированных палеодепрессиях кембрийского рельефа [187]. Ее накоплению предшествовала эпоха континентального выветривания, охватывающая средний и, вероятно, часть раннего кембрия, т. е. не менее 50(!) млн лет [75].

В 1985–1997 гг. в алькесвожской толще и подстилающих ее метаморфизованных корах выветривания в зоне межформационного контакта были обнаружены замечательные горные породы и минералы: диаспоровые породы, силикатно-окисная марганцевая руда, сложенная браунитом, спессартином и пьемонтитом; золотоносные и марганценосные породы кислого состава – апоаркозовые сланцы с обилием спессартина и пьемонтита; удивительные жильные и конкрециевидные обособления: гигантокристаллические пирофиллит-хлоритоидные, хлорит-турмалиновые, а также розовые спессартин-эпидот-кварцевые с мышьяковистым монацитом и соответственно – с ураганными концентрациями РЗЭ; проявления лазулита в кварцевых жилах, связанные с первоначальным сорбционным накоплением фосфора на гидроокислах железа в кембрийской коре выветривания; уникальные по составу акцессорные цинк-марганцевые хромшпинелиды и редкоземельные минералы – монацит-1 с высокими содержаниями As, высокомарганцевый эпидот, необычный ксенотим-1, тесно ассоциирующийся с золотом и арсенатом иттрия – черновитом; необыкновенно богатые проявления видимого золота, содержания которого в отдельных штуфных пробах исчисляются килограммами на тонну; кристалл алмаза в малообъемной пробе алькесвожских конгломератов [73, 111].

В итоге выделение алькесвожской толщи и находки в ее основании метаморфизованной коры выветривания приобрели значение важнейшего стратиграфического критерия металлогенического прогнозирования на Приполярном Урале. Помимо золота и алмазов воркутинскими геологами Л. Т. Беляковой, М. В. Ильиным,

А. В. Вознесенским и нами обнаружены промышленные концентрации РЗЭ (особенно иттриевых) в диаспоровых и пирофиллит-диаспоровых сланцах, причем сами сланцы могут рассматриваться как руды глинозема и огнеупорное сырье.

В главе 8 было показано, что образования коры выветривания, материал которых формировал лепигенные формации, принадлежат к двум основным типам: гумидному и аридному. В случае кислотного гумидного выветривания формируются комплементарные пары «кварцевые песчаники + каолинитсодержащие глины» (кислый субстрат) или «гематитсодержащие кварцевые песчаники + охры, аллиты, бокситы» (основной субстрат). Последнее, кстати сказать, раскрывает природу описанного А. И. Анатольевой [5] феномена красноцветных толщ гумидного типа. Таковы некоторые древние толщи кварцевых песчаников с обильным гематитом, терригенным источником железа для которых могли послужить только богатые железом изверженные породы – по крайней мере не кислее андезита-диорита.

Если исключить спорный случай ассоциации катархейских кварцитов с силилиманитовыми гнейсами (см. раздел 8.2), то во всех других случаях седиментогенное образование ассоциации кварцевые песчаники + глиноземистые сланцы остается наиболее вероятным. Конечно, чисто теоретически кварцевые песчаники могут образоваться не обязательно за счет размыва высококварцевого элювия (хотя, заметим, формирование кварцевых песков за счет «многократного перемыва и переотложения», по свидетельству Н. М. Страхова, давно опровергнуто наблюдениями за аллювием крупных рек [249]). Однако в данном случае важна именно *ассоциация* кварцевых песчаников с высокоглиноземистыми породами.

В случае щелочного аридного выветривания образуются комплементарные пáры: калиевые аркозы и высококалиевые глины с калишпатом (по кислому субстрату) или кварцевые граувакки и Fe-Mg гидрослюдисто-монтмориллонитовые и палыгорскитовые глины (по основному субстрату).

Итак, нахождение метагидролизатных пород в составе лепигенных осадочных формаций является важным свидетельством их гипергенной (а не гидротермально-метасоматической) первичной природы.

Субстратно-формационный признак: тяготение гидролизатов к вулканогенным толщам. Теоретически далеко не просто представить себе формирование мощных кор выветривания в областях активного вулканизма. Большая частота извержений позволяет развиться лишь маломощному почвенному слою, который уничтожается очередным потоком лавы и может фоссилизироваться лишь под слоем пепла. Тем более трудно объяснить, отчего коры выветривания развиваются только по туфам (именно такова преимущественная приуроченность метагидролизатов), избегая покровов лавы. И наоборот, как мы видели, формация вторичных кварцитов (не говоря уже о генетически с нею связанных

пропилитах, гидротермальная природа которых бесспорна) – это типовой признак именно вулканогенных толщ. Поэтому парагенезис метагидролизатов с вулканогенными толщами может служить диагностическим признаком. Впрочем, сам по себе он довольно слаб и более информативен лишь в сочетании с другими.

Зонально-морфологический критерий. Если в колонке, содержащей метагидролизаты, можно определить положение «верх–низ» на момент ее образования, то элювиально-коровая зональность (гипсометрически верхняя зона – самая зрелая) должна быть противоположна зональности, образованной восходящими гидротермами (нижняя зона – самая зрелая). В случае, если метасоматическая колонка ориентирована субгоризонтально или косонаклонно к горизонту, то диагностическим признаком может служить проявление некоторой симметрии: околожильные (околотрещинные) метасоматиты развиваются в обе стороны от трещин, а в центре колонки нередко располагаются более поздние гидротермальные жилы. Естественно, этот признак совершенно не характерен для элювиально-почвенных колонок – в них никакой симметрии быть не должно. Поэтому наличие симметричной зональности – хороший признак гидротермальной природы гидролизатов.

Диагностичным может быть и «неканонический» порядок зон в колонке. Такая картина наблюдалась, например, украинскими исследователями в аргиллизитах на Славянском ртутном месторождении Донбасса (Куковский и др., 1982 г.). Здесь в относительно низкотемпературных аргиллизитах наблюдалась следующая *зональность аргиллизации диабазов*: *зона монтмориллонита* → *зона каолинита* → *зона гидрослюды и парагонита.* Интересна трактовка авторами присутствия парагонита (считается, что образование парагонита при температурах ниже 350 °С термодинамически невозможно). Они объясняют это близостью соляного штока, породившего, очевидно, хлоридно-натриевые гидротермальные рассолы. Однако для нашей темы важнее ***крайнее положение гидрослюдистой зоны в колонке аргиллизитов***, тогда как в коре выветривания по основным породам порядок зон, как известно, иной: монтмориллонит → гидрослюда → каолинит.

Минералогические признаки. Как было показано выше, для областей кислотного выщелачивания, связанного с ретроградным метаморфизмом, характерна метасоматическая колонка, фронтальная зона которой отличается сложным многоминеральным парагенезисом, включающим в себя как явно гидролизатные минералы (кианит, ставролит), так и кальциево-железо-магнезиальные (амфиболы, флогопиты, биотиты, селадониты, плагиоклазы). Можно уверенно считать, что среди элювиально-коровых метагидролизатов таких пород не встречается. Следовательно, наличие их можно считать диагностическим признаком. На примере пирофиллитовых месторождений Армении можно было видеть, что смешанослойный пирофиллит–монтмориллонит, а также силикаты, богатые галогенами и бором, – это типовой признак вторичных кварцитов.

Важным минералогическим признаком является наличие сульфатов. В корах выветривания сульфаты характерны только для «квасцового процесса», обязанного своим происхождением окислению богатых сульфидами черных сланцев (или сульфидных руд). Однако, как показали исследования акад. Н. П. Юшкина и его учеников, в этом случае формируются весьма специфичные полуаморфные *минералоиды* и сложные водные сульфаты железа и алюминия в парагенезисе с экзотическими водными железо-алюмофосфатами и фосфатосульфатами [74, с. 218–220; 318–320]. Сама специфичность этого парагенезиса служит отличным диагностическим признаком гипергенного сернокислотного выветривания. И напротив, формирование алунита в парагенезисе не только с пирофиллитом или каолинитом, но и с сульфидами (пирит), баритом, гипсом, борными минералами (дюмортьерит), галогенидосиликатами (зуниит, топаз) служит надежным признаком формации вторичных кварцитов или их низкотемпературных фаций – аргиллизитов. К такому же признаку надо отнести и присутствие высокотемпературных модификаций кремнезема (тридимит).

Другими важными минералогическими признаками могут служить *метастабильные фазы и псевдоморфозы.* Как отмечает В. Г. Боголепов [24], существуют два признака, отличающих экзогенный (низкотемпературный) метасоматоз от эндогенного (термального). Во-первых, при экзогенном метасоматозе процесс протекает каскадно – ступень за ступенью – и потому медленно. Вследствие этого возникает много метастабильных фаз. Напротив, для высокотемпературных эндогенных метасоматитов характерно быстрое протекание процесса, поэтому метастабильные фазы недолговечны. Во-вторых, для экзогенного процесса весьма характерны псевдоморфозы, тогда как для эндогенного они нехарактерны, поскольку период псевдоморфизма очень краток (редуцирован).

К этому мы добавили бы *непостоянство состава минералов и присутствие плохоокристаллизованных фаз*, свидетельствующие об их образовании при невысоких температурах в процессах диагенеза. Такая картина наблюдалась нами в сланцах на межформационном контакте уралиды–доуралиды для редкоземельных фосфатов, арсенатов, молибдо-вольфраматов, а также для эпидотов, гематитов и некоторых других минералов. По-видимому, указанные минералы формировались в кембрийской коре выветривания. При последующих превращениях (связанных с наложением метаморфизма) они сменялись лучше окристаллизованными фазами более простого состава (типичный пример – превращение микроагрегатного «сланцеподобного» мышьяксодержащего монацита-1 в чистые правильные кристаллы монацита-2) [111].

Геохимические признаки. К числу признаков гидротермально-метасоматических гидролизатов или алкалитов следует отнести их *кислый состав.* Так, по субстрату риолитов и дацитов формируются породы типа «пирофиллитовых кварцитов», иногда даже с диаспором, в которых, несмотря на повышенное содержание

глинозема, содержание кремнезема *выше*, чем в исходных вулканитах. В колонке элювиальной КВ таким породам нет места – каолинитовые образования всегда беднее кремнеземом, чем субстрат.

Другим признаком гидротермально-метасоматических гидролизатов можно, по-видимому, считать глубокое разделение алюминия и железа (с формированием пространственно обособленных минеральных скоплений). Такое разделение возможно только в очень кислых (и притом восстановительных) средах, несвойственных фанерозойскому элювиальному процессу.

Присутствие в глинистых гидролизатах геохимических аномалий редких щелочей и некоторых их гидротермальных спутников (фтора, мышьяка и др.) также может служить уликой аргиллизитов, поскольку в корах выветривания эти элементы обычно не накапливаются. Полезным диагностическим признаком может оказаться присутствие в таких образованиях карбонатов – минералов, «запрещенных» при гумидном корообразовании. Правда, карбонаты обычны для КВ аридного типа, однако последние можно распознать по накоплениям калия; если такового не наблюдается, то указанная геохимическая ассоциация (Li, Rb, Cs, F, As, Be, W плюс карбонаты) указывает на гидротермальный процесс.

Характерным признаком метагидролизатов в областях прогрессивного гранулитового и регрессивного амфиболитового (или зеленосланцевого) метаморфизма является *пестрота хемотипов* (ассоциация гидролизатов с щелочными и магнезиальными составами) и *широкое рассеяние точек на модульных диаграммах без ясно выраженных трендов.* В совокупности эти признаки свидетельствуют об аллохимическом термальном метаморфизме.

Краткие выводы

1. Горные породы-гидролизаты, т.е. продукты природного гидролиза, их метаморфизованные аналоги – метагидролизаты, а также тесно ассоциирующие с ними остаточные продукты глубокого выщелачивания имеют двойственную, конвергентную природу. Они могут формироваться как в элювиальном, так и в эндогенных гидротермально-метасоматических процессах. Вследствие того что гидролизаты и метагидролизаты являются важными полезными ископаемыми, проблема их генетической диагностики весьма актуальна.

2. Помимо конвергентности химического и минерального состава генетическая диагностика гидролизатов весьма осложняется сходством геологических обстановок, благоприятных для их формирования. В частности, зоны крупных и крупнейших структурных несогласий между тектоническими комплексами, зоны разломов и трещиноватости, например поверхности региональных надвигов, пласты или пачки слоев повышенной проницаемости – все они равно благоприятны для формирования как низкотемпературных

гипергенных, так и гидротермально-метасоматических гидролизатов.

3. Рассмотрен ряд объектов гидролизатной и метагидролизатной природы обоих главных типов: эндогенного (гидротермально-метасоматических и метаморфогенных) и экзогенного (метаморфизованных элювиально-коровых). Установлено, что среди элювиально-коровых продуктов имеются образования двух видов: а) низкощелочные, в том числе низкокалиевые, и б) высококалиевые. Широкое распространение последних в древних толщах породило особо упорные дискуссии среди геологов. Между тем красноцветные образования такого типа (в ранге целых стратонов), как правило, являются дериватами древних толщ выветривания аридного типа, весьма характерных для докембрия.

4. Сделанный аналитический обзор позволяет увидеть, что наряду с признаками конвергентного сходства объекты разного генезиса имеют и бесспорные черты отличия. Критериями такого отличия могут быть: а) формационные, б) зонально-морфологические, в) минералогические и г) геохимические. Совокупность указанных критериев позволяет установить генетическую природу многих, если не большинства, метагидролизатов.

5. Бесспорно, самыми трудными для диагностики остаются *полихронные метаморфиты*, для которых вполне реально проявление как экзогенных, так и эндогенных процессов выщелачивания и гидролиза – в разной последовательности. Например, возможно наложение аллохимического метаморфизма на метагидролизаты элювиально-коровой природы или, наоборот, – развитие коры выветривания по субстрату аллохимических метаморфитов. Однако и для таких объектов спорного генезиса методические подходы, изложенные в этой главе, могут быть продуктивными. Они по крайней мере дают геологу информацию к размышлению и ясно определяют тот круг дополнительных исследований, которые необходимы для более достоверного диагноза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абетов Е. М.* Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент: Наука, 1965. 243 с.

2. *Акульшина Е. П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.

3. *Александров А. Л., Ветров С. В., Горяева Н. А.* О пересчетах полных химических анализов горных пород на петрохимические коэффициенты // Геол. и геофиз., 1978. № 10. С. 23–31.

4. *Амузинский В. А.* Породообразующие и некоторые рудные элементы в палеозойских терригенных отложениях Верхоянского мегантиклинория // Новые данные по геологии Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 159–160.

5. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 190).

6. *Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т.* Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 153–205.

7. *Анфимов Л. В., Крупенин М. Т., Петрищева В. Г.* Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегаантиклинория на Южном Урале // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 47–56.

8. *Аповулканиты* Севера Урала – новый вид керамического сырья / Б. А. Голдин, Б. Н. Дудкин, Е. П. Калинин и др. Сыктывкар, 1986. 22 с. (Науч. рекомендации – нар. хоз-ву; Вып. 58).

9. *Аскоченский Б. В., Семенов В. П.* Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973. 176 с.

10. *Афанасьева И. М.* Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона советских Карпат. Киев: Наукова думка, 1983. 168 с.

11. *Афанасьева И. М.* Петрогеохимические особенности флишевой формации южного склона советских Карпат. Киев: Наукова думка, 1979. 242 с.

12. *Ахмедов А. М., Воинов А. С.* Титан в среднепротерозойском литогенезе (на примере куолаярвинского и печенгского комплексов Кольского полуострова) // Геохимия. 1977. № 11. С. 1691–1699.

13. *Бартенев В. К., Зубков И. А.* Литология полтавских отложений Рудаевского месторождения охр // Литология и геохимия осадочных отложений: Сб. науч. тр. Воронеж: ВГУ, 1993. С. 78–92.

14. *Бгатов В. И., Ван А. В., Матухина В. Г.* Пирокластический материал в ордовикских и силурийских отложениях Сибирской платформы // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 22–28. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 91).

14. *Белгородский Е. А., Шалагинов Э. В.* О вулканокластических породах кислого состава в северном обрамлении Челябинского гранитного массива // Петрография обломочных пород восточного склона Урала и Мугоджар. Свердловск, 1976. С. 22–26. (Тр. Ин-та геол. и геохим.; Вып. 124).

15. *Белоножко Л. Б., Гиммельфарб Г. Б., Горбачев О. В.* Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгрской серии архейского алданского комплекса в центральной части Алданского щита) // Проблемы осадочной геологии докембрия, 1975. № 5. С. 113–139.

16. *Белоусов А. Ф.* Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород // Геол. и геофиз. 1974. № 3. С. 20–26.

17. *Беридзе М. А.* Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез на примере раннеальпийских формаций южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 191 с.

18. *Беус А. А.* Геохимия литосферы. Изд. 2. М.: Недра, 1981. 335 с.

19. *Биостратиграфия* силурийских и девонских отложений Печорского Урала / А. И. Першина, В. С. Цыганко, Э. С. Щербаков, Н. А. Боринцева // Л.: Наука, 1971. 130 с.

20. *Блох А. М., Дагаева И. В.* Критерии отличия аутигенной и эндогенной фельдшпатизации в неметаморфизованных осадочных толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 9. С. 90–101.

21. *Бобров Е. Т., Щипакина И. Г.* Реконструкция состава метаморфизованных пород коры выветривания. М.: Наука, 1991. 165 с.

22. *Бобровник Д. П.* Гидропарагонит в аргиллитах визейского и намюрского ярусов Львовско-Волынского каменноугольного бассейна // Минер. сб. Львовск. ун-та, 1977. № 31, вып. 1. С. 81–84.

23. *Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В.* Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.

24. *Боголепов В. Г.* Эндогенный и экзогенный метасоматоз, признаки сходства и различия // Зап. Всес. минер. о-ва, 1982. Ч. Ш, вып. 2. С. 137–149.

25. *Борисенко Е. Н.* Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации // М.: Наука, 1980. 164 с.

26. *Борисенко Л. Ф., Крупенькина Н. С.* Кора выветривания рудных троктолитов и особенности распределения в ней скандия, ванадия и кобальта // Литол. и полез. ископ. 1982. № 3. С. 39–47.

27. *Борхвардт Д. В., Фелицын С. Б.* Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология, 1992. № 1. С. 33–45.

28. *Бровков Г. Н.* О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы // Литол. и полез. ископ. 1964. № 2. С. 77–88.

29. *Бровков Г. Н., Могилев А. Е.* Некоторые особенности образования конкреций в вулканогенно-осадочных толщах // Литол. и полез. ископ. 1973. № 2. С. 147–155.

30. *Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 198 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 258).

31. *Броневой В. А., Дониковская Т. В.* Анапаитовые конкреции из олигоценовых железорудных отложений севера Тургайской плиты // Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л.: Недра, 1971. С. 251–262. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 169).

32. *Бугельский Ю. Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.

33. *Буданова К. Т.* Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1991. 336 с.

34. *Булгакова А. П.* Наложенная гипергенная минерализация в богатых железных рудах Лебединского месторождения КМА // Кора выветривания, 1967. Вып. 8. С. 50–66.

35. *Булгакова М. Д.* Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 176 с.

36. *Бураго А. И.* Пересчет химических анализов терригенных осадочных пород // Информ. сб. Приморск. геол. упр. 1971. № 7. С. 169–180.

37. *Бурмин Ю. А.* Геохимия рудоносных кор выветривания. М.: Недра, 1987. 228 с.

38. *Бушинский Г. И.* Титан в осадочном процессе // Литол. и полез. ископ. 1963. № 2. С. 197–217.

39. *Бушуева Е. Б., Цыганко В. С., Юдович Я. Э.* Пирофиллит и хлоритоид в девонских сланцах Печорского Урала // Региональная геохимия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975. С. 59–65. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 21).

40. *Вакул Я., Бабурек И.* Гидротермальный каолин из Киселки // Кора выветривания. 1967. Вып. 8. С. 218–225.

41. *Валиуллина Р. Т.* Сепиолит-палыгорскитовые аргиллиты из кизеловского горизонта Башкирской АССР // Литол. и полез. ископ. 1966. № 1. С. 101–103.

42. *Ван А. В.* Верхнедевонские вулканокластические породы Кузнецкого прогиба // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 29–48. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 91).

43. *Ван А. В., Матухин Р. Г.* Продукты эксплозивного вулканизма в девонских отложениях северо-запада Сибирской платформы // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 79–84. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 91).

44. *Вассоевич Н. Б.* Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Наука, 1972. С. 39–70.

45. *Вассоевич Н. Б.* Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 11–59.

46. *Вассоевич Н. Б.* Предисловие. (Несколько замечаний о седикахитах) // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 3–6.

47. *Великославинский Д. А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 189 с.

48. *Венков Д. А., Долгополов В. Ф., Киселев Л. И.* Формация диаспоровых конкреций в вулканических туфах // Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1978. С. 199–201.

49. *Верзилин Н. Н.* О влиянии диагенетических процессов на изменение состава алеврито-песчаных отложений // Докл. АН СССР, 1963. Т. 151, № 5. С. 1182–1184.

50. *Верзилин Н. Н.* Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления. (На примере меловых отложений Ферганы). Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 144 с.

51. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. Изд. 2-е. М.: Наука, 1987. 339 с.

52. *Верхний* рифей и венд западного склона Среднего Урала / Б. Д. Аб-

лизин, М. Л. Клюжина, Ф. А. Курбацкая, А. И. Курбацкий. М.: Наука, 1982. 140 с.

53. *Вещественный* состав, текстурно-структурные особенности и обогатимость бедных железных руд Джетымского месторождения / Ю. А. Витовтов, Ю. Л. Грицай, А. С. Мец и др. // Железорудные формации Урало-Тяньшаньского пояса. Фрунзе: Илим, 1987. С. 160–170.

54. *Вишневская В. С., Левитан М. А.* О радиоляритах северо-западной части Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ) // Вестник МГУ. Геология, 1975. С. 102–105.

55. *Володичев О. И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с. (Тр. Ин-та геол. Кар. фил. АН СССР; Вып. 25).

56. *Волохин Ю. Г.* Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.

57. *Воробьев Ю. К.* Хлоритоид // Минералы: Справочник. Т. III, вып. 1. М.: Наука, 1972. С. 481–489.

58. *Вылцан И. А.* Флишоидные формации. Опыт анализа на примере палеозойских формаций западной части Алтае-Саянской складчатой области. Томск: Томск. ун-т, 1978. 208 с.

59. *Вялухин Г. И., Бегешев А. Г., Петрищева В. Г.* Литологические и фациальные комплексы пород бокситоносного девона Нижнесергинского района // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала. Свердловск, 1979. С. 43–65. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 144).

60. *Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. (Средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 100 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 364).

61. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

62. *Гареев Э. З.* Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1988. С. 29–35.

63. *Гареев Э. З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. канд. дис. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. 29 с.

64. *Гареев Э. З.* Петрохимия и геохимия глинисто-карбонатных поро стратотипического разреза авзянской свиты на Южном Урале // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1987. С. 61–68.

65. *Гареев Э. З., Анфимов Л. В., Елькин Ю. А.* Геохимическая характеристика основных петрографических типов осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Докембрий и палеозой Южног Урала. Уфа, 1986. С. 37–43.

66. *Гареев Э. З., Маслов А. В.* Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южног Урала // Литол. и полез. ископ. 1992. № 3. С. 50–60.

67. *Гареев Э. З., Маслов А. В.* Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Литол. и полез. ископ. 1994. № 4. С. 119–127.

68. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.

69. *Генералов П. П., Дрожащих Н. Б.* Опалиты эоцена Западно

Сибири // Опалиты Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 3–21.

70. *Геологический* словарь. В двух томах. М.: Недра, 1973. Т. 1, 486 с.; Т. 2, 456 с.

71. *Геохимическая* диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, А. Н. Шулепова, Н. С. Лавренко // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464–1476.

72. *Геохимия* верхневендских отложений Русской платформы / А. В. Сочава, Л. В. Коренчук, Э. А. Пиррус, С. Б. Фелицын // Литол. и полез. ископ. 1992. № 2. С. 71–89.

73. *Геохимия* и минералогия хрома в осадочных толщах Севера Урала / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Т. И. Иванова, И. В. Швецова. Сыктывкар: Пролог. 76 с.

74. *Геохимия* и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала / Я. Э. Юдович, М. А. Шишкин, Н. В. Лютиков, М. П. Кетрис, А. А. Беляев. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.

75. *Геохимия* метаморфизованной коры выветривания в подошве уралид на Приполярном Урале / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, А. В. Мерц, В. В. Терешко. Сыктывкар. 1992. 32 с. (Науч. докл.; Вып. 288).

76. *Геохимия* опорных разрезов нижнего карбона и перми на р. Кожиме (Приполярный Урал) / Я. Э. Юдович, Т. В. Майдль, Г. И. Андреев и др. // Литология и геохимия палеозойских формаций Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979. С. 3–36. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 28).

77. *Гёлецян Г. Г.* Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 197).

78. *Глухан И. В., Евдокимов И. В., Казмин В. Н.* Эволюция химического состава стратифицированных образований Чу-Илийского района и Северо-Востока Центрального Казахстана // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Недра, 1983. С. 116–127.

79. *Говорова А. В.* Высокоглиноземистые продукты палеозойской поствулканической деятельности на Урале. М.: Наука, 1979. 131 с.

80. *Годовиков А. А.* Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.

81. *Головенок В. К.* О раннепротерозойских корах химического выветривания в Криворожском бассейне (замечания по поводу некоторых работ А. Д. Додатко) // Литол. и полез. ископ. 1988. № 2. С. 136–139.

82. *Головенок В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

83. *Головенок В. К.* Особенности диагностики первично-пелитоморфных вулканогенно-осадочных отложений // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 94.

84. *Голубева И. И., Махлаев Л. В.* Интрузивные пирокластиты Севера Урала (туффизиты, эксплозивные брекчии, валунные дайки, псевдоконгломераты). Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН, 1994. 98 с.

85. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Первая находка коры химического выветривания в Карелии // Докл. АН СССР, 1983. Т. 272, № 6. С. 1425–1428.

86. *Гранник В. М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.

87. *Гречин В. И.* Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки // Литол. и полез. ископ. 1971. № 4. С. 117–123.

88. *Гурешидзе Т. М., Рчеулишвили Н. Л., Розинова Е. Л.* О шамозитовых конкрециях в юрских терригенных отложениях южного склона Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР, 1984. № 2. С. 353–356.

89. *Давсонит* в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины / Ф. Л. Дмитриев, В. П. Курочка, Н. Д. Маевская и др. // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 291–302.

90. *Данилович Ю. Р.* Петрография домеловых метаморфических и осадочных пород Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1978. 187 с.

91. *Данченко Р. В., Чочия Г. Л.* Типы кремнистых пород нефтегазоносных толщ Сахалина // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1983. № 1. С. 31–40.

92. *Даценко В. М., Лопатин А. П., Прохоров В. Г.* Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского кряжа, корреляционная и рудолокализующая роль // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 67–75.

93. *Денисова Т. А.* Литологическая характеристика песчаников меркушевской свиты Ханкайского массива и особенности их эпигенетических преобразований // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований Юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 108–132.

94. *Дивина Т. А.* Роль пирокластического материала в отложениях позднего палеозоя Норильского района // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 49–60.

95. *Додатко А. Д.* Еще раз о раннепротерозойских корах выветривания в Криворожском бассейне (в связи с критическими замечаниями В. К. Головенка) // Литол. и полез. ископ. 1990. № 2. С. 138–141.

96. *Додатко А. Д.* Докембрийские неметаморфизованные коры выветривания Украинского щита // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 253–268.

97. *Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А.* Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского Кривбасса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 126–137.

98. *Докембрийские* диаспоровые бокситы Монголии / Г. В. Пинус, Л. Ф. Агафонов, Ж. Баярху, Н. С. Зайцев. Новосибирск: Наука, 1981. 96 с.

99. *Дроздовская А. А.* Химическая эволюция океана и атмосферы в геологической истории Земли. Киев: Наукова думка, 1990. 205 с.

100. *Дружинин И. П.* Литология карбоновых отложений Джезказганской впадины и генезис пластовых сульфидных руд. М.: Наука, 1973. 187 с.

101. *Евланов Ю. Б.* О роли вулканизма в формировании палеозойских геосинклинальных толщ Туманган-Суйфунской складчатой области // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 5–18.

102. *Елисеев А. И.* Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1982. 56 с.

103. *Емельянов Е. М.* Титан в осадках Атлантического океана // Геохимия, 1974. № 4. С. 610–615.

104. *Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 373).

105. *Жеру М. И.* Глинистые образования Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1978. 231 с.

106. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1955. 479 с.

107. *Зайков В. В., Кораблев Г. Г., Удачин В. Н.* Пирофиллитовое сырье палеовулканических областей. М.: Наука, 1989. 128 с.

108. *Зайкова Е. В.* Генетическая разнородность палеозойских кремнис-

тых пород Северных Мугоджар // Докл. АН СССР, 1985. Т. 282, № 5. С. 1206–1209.

109. *Зарицкий П. В.* Межугольные каолинитовые прослои (тонштейны) нижнего карбона Западного и Юго-Западного Донбасса // Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1977. № 10. С. 881–884.

110. *Зарицкий П. В.* О распространении титана в тонштейнах Донбасса в связи с проблемой их генезиса // Докл. АН СССР, 1977. Т. 235, № 1. С. 184–187.

111. *Зона* межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я. Э. Юдович, Л. И. Ефанова, И. В. Швецова и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 97 с.

112. *Иванов Г. И.* Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан // Геол. и геофиз. 1964. № 2. С. 140–144.

113. *Ивановская А. В.* Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. М.: Наука, 1967. 169 с.

114. *Ивенсен Г. В.* Глинистые минералы верхнепалеозойских и мезозойских отложений Предверхоянского прогиба. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 120 с.

115. *Ивенсен В. Ю., Ивенсен Г. В.* Роль вулканизма в формировании отложений раннего триаса Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции // Литол. и полез. ископ. 1975. № 5. С. 74–80.

116. *Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н.* Лейкоксен Тимана. СПб.: Наука, 1997. 216 с.

117. *Имандра-Варзугская* зона карелид / В. Г. Загородный, А. А. Предовский, А. А. Басалаев и др. Л.: Наука, 1982. 280 с.

118. *Ишерская М. В.* Геохимические особенности отложений верхнего протерозоя платформенной Башкирии // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1986. С. 44–51.

119. *Ишерская М. В.* Геохимические особенности отложений венда в восточной части платформенной Башкирии // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16–21.

120. *Казанский Ю. П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 127 с.

121. *Казанский Ю. П.* Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

122. *Казаринов В. П.* О понятии «формация коры выветривания» // Литол. и полез. ископ. 1973. № 1. С. 117–120.

123. *Казицын Ю. В.* Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 208 с.

124. *Кайнозойские* коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С. Ф. Павлов, С. А. Кашик, Т. К. Ломоносова и др. Новосибирск: Наука, 1976. 144 с.

125. *Калугин А. С.* Вулканические пеплы и пепловые туфы // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 5–21. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 91).

126. *Карлов Н. Н.* К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР // Бюл. МОИП. Отдел геол., 1957. Т. 32, вып. 2. С. 25–47.

127. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Математическое моделирование процессов выветривания в открытых и закрытых системах // Основные методы матем. геол. и результ. иссл. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 83–87.

128. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.

129. *Каюпова М. М., Тилепов З. Т.* Первая находка конкреций дюмортьерита // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 4. С. 925–928.

130. *К геохимии* ордовика Печорского Урала / Я. Э. Юдович, Б. Я. Дембовский, А. В. Мерц, М. П. Кетрис // Народ. хоз-во Респ. Коми. 1992. № 2. С. 333–351.

131. *Кепежинскас К. Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

132. *Кетрис М. П.* Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник-1974 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. М.: ВИНИТИ, 1976. № 824-76 Деп. С. 32–38.

133. *Киселев А. Е.* Аквагенные и пепловые туфы Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции // Сов. геол. 1970. № 3. С. 85–97.

134. *Кириллова И. В.* Происхождение аспидных сланцев в свете новых данных об их химическом составе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, вып. 3. С. 84–95.

135. *Клюжина М. Л., Ярош Н. А.* Геохимическая характеристика пород ашинской серии Среднего Урала // Материалы по литологии и геохимии осадочных образований Урала. Свердловск, 1971. С. 29–37 (Тр. ИГГ УФАН СССР; Вып. 90).

136. *Кожара В. Л.* Классификационная проблема. М.: ВИНИТИ, 1984. № 7149–84 Деп. 42 с.

137. *Кожимская* область тектоно-магматической активизации и ее золотоносность / В. П. Водолазская, Н. Г. Берлянд, К. Н. Котов и др. // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 16–27.

138. *Козлов Г. В., Кужельная З. В., Соколова М. Ф.* Нижневилюйканское проявление сульфатов алюминия (Западная Якутия) // Геол. и геофизика, 1977. № 10. С. 132–136.

139. *Конторович А. Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 249 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 229).

140. *Коптев А. И.* К литологии пород провинций (сеноманские пески Калужской и Смоленской областей), питавших антропогеновые отложения запада Русской платформы // Вопросы геологии антропогена. Вып. 2. М.: Недра, 1972. С. 85–95.

141. *Кораблев Г. Г., Пермякова И. А.* О составе атмосферной пыли г. Миасса // Уральский минерал. Сб. № 1. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. С. 108–115.

142. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 102 с.

143. *Коссовская А. Г.* Некоторые аспекты применения физических методов для решения проблем минералогии осадочных пород // Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968. С. 27–34.

144. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литол. и полез. ископ. 1975. № 2. С. 23–24.

145. *Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* Экспериментальное моделирование процессов метаморфической дифференциации // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1977. С. 106–121.

146. *Котова Л. Н.* Девонская вулканогенная обломочная формация хребта Тарбагатай (опыт формационного и фациального анализа). М.: Наука, 1972. 163 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 224).

147. *Куземкина Е. Н.* О гиббситоносной коре выветривания на породах Кольского массива (Северный Урал) // Кора выветривания, 1967. Вып. 8. С. 202–206.

148. *Кулик Д. А., Покалюк В. В.* Баланс вещества в осадочном цикле железонакопления в Криворожском бассейне // Литол. и полез. ископ. 1990. № 2. С. 36–49.

149. *Кулиш Е. А.* Осадочная геология архея Алданского щита. М.: Наука, 1983. 208 с.

150. *Кураленко Н. П.* Влияние вулканизма на формирование вещественного состава аллювия р. Камчатки и ее притоков // Литол. и полез. ископ. 1989. № 3. С. 27–38.

151. *Курносов В. Б.* Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 222 с.

152. *Куртов Г. С.* К методике определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу // Литол. и полез. ископ. 1980. № 5. С. 138–152.

153. *Лебедев Б. А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

154. *Лебединский В. И., Ходюш Л. Я.* Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 3. С. 45–60.

155. *Левитан М. А., Лисицын А. П.* Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов // Докл. АН СССР, 1978. Т. 242, № 3. С. 669–672.

156. *Лизалек Н. А.* Пирокластические породы верхнего докембрия Ийско-Туманшетского Присаянья // Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969. С. 61–68. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 91).

157. *Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа // Литол. и полез. ископ. 1963. № 2. С. 238–248.

158. *Литология* и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма / А. А. Савельев, В. Я. Хильтова, И. К. Шулешко и др. Л.: Наука, 1974. 192 с.

159. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.

160. *Ломова О. С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 336).

161. *Лунев Б. С.* Дифференциация аллювиальных песков СССР по химическому составу // Литол. и полез. ископ. 1965. № 1. С. 127–133.

162. *Лучицкий В. И.* Сокращенный курс петрографии. М.; Л. Углетехиздат, 1948. 326 с.

163. *Любка М. И.* Бентонитовые глины Закарпатья // Минер. сб. Львовск. ун-та, 1978. № 32/2. С. 65–71.

164. *Максимов А. В., Рейфман Л. М.* Туфы и туффиты олигоцена Украинских Карпат // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Вып. 6. Львов: Львовск. ун-т, 1972. С. 83–90.

165. *Малдре Я. Я.* Геохимия микроэлементов // Фосфатоносные отложения Прибалтики. М.: Недра, 1979. С. 96–106.

166. *Мандалян Р. А.* Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1990. 173 с.

167. *Мануковский С. В., Подобный В. М.* О литологии пород Журинического участка Полпинского месторождения фосфоритов // Литология и геохимия осадочных отложений Воронежской антеклизы. Сб. науч. тр. Воронеж: ВГУ, 1993. С. 100–111.

168. *Маракушев А. А.* Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1973. № 8. С. 3–16.

169. *Маркевич П. В.* Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое. (На примере Сихотэ-Алиня и Камчатки). – М.: Наука, 1985. 118 с.

170. *Маслов А. В., Гареев Э. З., Крупенин М. Т.* Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: ИГТ УрО РАН, 1998. 225 с.

171. *Мац В. Д., Наумова Е. И., Бабкина А. К. и др.* Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 1969. С. 166–174. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 98).

172. *Мац В. Д., Попов Ю. Г.* Некоторые черты эволюции коры выветривания // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 104–115.

173. *Мейен С. В., Шрейдер Ю. А.* Методологические аспекты теории классификации // Вопр. философии, 1976. № 12. С. 67–79.

174. *Мележик В. А., Предовский А. А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза. На примере Северо-Востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 208 с.

175. *Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 285 с.

176. *Мерабишвили М. С.* Бентонитовые глины. (Первичные особенности, физико-химические свойства, области применения, основные месторождения СССР). М.: Госгеолтехиздат, 1962. 128 с.

177. *Мерц А. В., Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Петрохимия древних метабазитов на Приполярном Урале // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 4. С. 525–531.

178. *Мерц А. В., Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Петрохимия отложений щекурьинской свиты среднего(?) рифея на Приполярном Урале. Сыктывкар, 1995. 36 с. (Науч. докл.; Вып. 351).

179. *Мигдисов А. А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия, 1960. № 2. С. 149–163.

180. *Михайлов А. С.* Морденитовые породы южного борта Куринской впадины // Литол. и полез. ископ. 1975. № 5. С. 145–150.

181. *Михайлов Б. М.* Особенности докембрийского гипергенеза // Литол. и полез. ископ. 1991. № 5. С. 60–78.

182. *Муравьев В. И.* Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 360).

183. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

184. *Неелов А. Н., Милькевич Р. И.* Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979. 312 с.

185. *Никитина А. П., Демина В. Н., Киреев Ф. А.* Современные представления о процессах выветривания и бокситонакопления (на примере Русской платформы) // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 209–217.

186. *Новый* золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) / М. Б. Тарбаев, С. К. Кузнецов, Г. В. Моралев и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 15–30.

187. *Озеров В. С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 9. С. 28–37.

188. *Озеров В. С.* Особенности металлогении золота области Центрально-Уральского поднятия на Севере Урала // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Матер. Всерос. конф. 17–19 февраля 1998 г., г. Сыктывкар. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 14–16.

189. *О литиеносности* вулканогенно-осадочных отложений / А. А. Кре-

менецкий, В. Ю. Скрябин, Т. М. Воронич, Л. М. Глейзер // Докл. АН СССР, 1977. Т. 236, № 4. С. 982–985.

190. *Опаренкова Л. И.* Геохимические особенности и седиментогенез верхнепротерозойских отложений Четласского и Обдырского поднятий Среднего Тимана // Минер.-сырьев. ресурсы европ. Сев.-Вост. СССР (Геол. строение): Тр. Всес. геол. конф. Коми АССР (Сыктывкар: 29 нояб.–1 дек. 1988). Т. 1. Сыктывкар, 1990. С. 136–142.

191. *Опаренкова Л. И.* Петрохимия рифейских отложений западной структурно-формационной зоны Тимана // Геохимия, 1992. № 3. С. 415–428.

192. *Органическое* вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / М. М. Филиппов, А. И. Голубев, П. В. Медведев и др. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН. 1994. 208 с.

193. *Осадкообразование* и вулканизм в геосинклинальных бассейнах / Под ред. П. П. Тимофеева. М.: Наука, 1979. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).

194. *Осадочные* породы (классификация, характеристика, генезис) / Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др. Новосибирск: Наука, 1987. 214 с.

195. *Особенности* цеолитизации неогеновых туфов Вьетнама / В. В. Петрова, Уем Нгуен Чонг, Нгинь Ле Тхи и др. // Литол. и полез. ископ. 1997. № 2. С. 163–174.

196. *Осовецкий Б. М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Иркут. ун-т, 1986. 259 с.

197. *Островская А. Б., Ткаченко Г. А., Шаркина Э. В.* Два генетических типа монтмориллонитов в неогеновых отложениях глин Западного Причерноморья // Коры выветривания на территории УССР. Ч. 2. Киев: Наукова думка, 1971. С. 29–31.

198. *Остроумова А. С., Румянцева Н. А.* Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967. 279 с.

199. *Павлов Л. П.* К методике химического определения свободной SiO_2 (кварца) // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Сыктывкар, 1986. С. 74–76. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР; Вып. 56).

200. *Пак А. И.* Эволюция кор выветривания в истории Земли. Ташкент: Фан, 1987. 156 с.

201. *Палыгорскитсодержащие* туфогенные глины Закавказья / А. А. Озол, В. В. Власов, А. Н. Ковязин и др. М.: Наука, 1978. С. 65–73.

202. *Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.

203. *Петрова З. И., Макрыгина В. А.* Геохимия гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. № 5. С. 659–670.

204. *Петрография.* Ч. III / А. А. Маракушев, Е. Н. Граменицкий, В. И. Фельдман, А. Н. Феногенов, А. Д. Ракчеев. М.: МГУ, 1986. 288 с.

205. *Петросов И. Х.* Глинистые породы Армянской ССР. Глинообразование во внутренних областях геосинклиналей. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1983. 332 с.

206. *Петрохимическая* диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, А. А. Беляев, А. В. Мерц // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.

207. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

208. *Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1974. 535 с.

209. *Полищук В. Д., Полищук В. И.* Метаморфические комплексы фундамента бассейна Курской магнитной аномалии (КМА) // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 131–155.

210. *Пирокластические* породы Украины / Л. Г. Ткачук., П. Ю. Лозыняк, Л. М. Рейфман и др. Киев: Наукова думка, 1977. 153 с.

211. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1970. 115 с.

212. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

213. *Признаки* бокситоносности в докембрии(?) Среднего Тимана / В. П. Абрамов, Г. П. Гуляев, Ф. Я. Волочаев и др. // Сов. геол. 1977. № 10. С. 137–141.

214. *Процессы* окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы // В. И. Муравьев, Ю. Г. Цеховский, К. Г. Каледа и др. // Литол. и полез. ископ. 1997. № 2. С. 150–162.

215. *Пыстин А. М.* Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

216. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. II. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 419 с.

217. *Пустовалов Л. В.* Об основных принципах классификации осадочных пород // Уч. зап. ЛГУ. 1962. № 310. С. 81–100.

218. *Пучков В. Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

219. *Равич М. Г.* Докембрий Таймыра. М.; Л.: Водтрансиздат, 1954. 312 с. (Тр. НИИГА; Т. 76).

220. *Разумова В. Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 303).

221. *Реутов Л. М.* Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

222. *Розен О. М.* Древнейшие терригенные породы Земли. Расчет исходного минерального состава и типизация условий литогенеза // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 79–91.

223. *Розен О. М.* Скаполит-плагиоклазовые сланцы и проблема докембрийских сульфатов (геохимическое сопоставление отложений соленосных бассейнов и известковых серий метаморфических пород) // Докл. АН СССР, 1979. Т. 244, № 2. С. 450–454.

224. *Ронов А. Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137–147.

225. *Ронов А. Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 80 с. (XX Чтения им. В. И. Вернадского).

226. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литол. и полез. ископ. 1996. № 5. С. 1–25.

227. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Хане К.* Количественные закономерности эволюции и состава алевропесчаных пород Русской плиты // Геохимия. 1995. № 3. С. 323–348.

228. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А.* Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры // 27-й Междун. геол. конг.: Докл. Т. 11. Секц. С11. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. С. 139–148.

229. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

230. *Ряды* формаций фанерозоя Малого Кавказа и этапы кремненакопления / М. А. Сатиан, Т. А. Авакян, Р. А. Мандалян, Г. Б. Нисанян // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 111–121.

231. *Сабитов А. А., Токмакова П. И.* Щелочные бентониты района Нальчика // Литол. и полез. ископ. 1975. № 3. С. 150–152.

232. *Савко А. Д.* Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Воронежск. ун-т, 1979. 120 с.

233. *Савко А. Д., Додатко А. Д.* Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: Воронежск. ун-т, 1991. 232 с.

234. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.

235. *Сараев С. В.* Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 127–137.

236. *Синицын В. М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.

237. *Силаев В. И.* Минералогия фосфатоносных кор выветривания. СПб.: Наука, 1996. 136 с.

238. *Систематика* и классификация осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

239. *Ситдиков Б. С., Низамутдинов А. Г., Полянин В. А.* Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Казанск. ун-т, 1980. 167 с.

240. *Слукин А. Д.* Кора выветривания щелочных ультраосновных пород и отложений сланцевой свиты докембрия одного из районов Сибири // Кора выветривания, 1967. Вып. 8. С. 154–166.

241. *Смирнов А. И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: 1972. 196 с. (Тр. ГИГХС; Вып. 14).

242. *Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания северного склона Анабарского массива // Учен. зап. Ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол., 1968. Вып. 12. С. 54–78.

243. *Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Коромысличенко Т. И.* Космическое вещество в океанических осадках и ледниковых покровах. Киев: Наукова думка, 1978. 119 с.

244. *Соколов В. А., Хейсканен К. И.* Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии // 27-й Междун. геол. конгр. Докл. Т. 5. Секц. С 05. Геология докембрия М.: Наука. 1984. С. 35–43.

245. *Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.

246. *Сочава А. В.* Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 144 с.

247. *Сочава А. В., Подковыров В. Н.* Эволюция состава карбонатных пород в позднем докембрии // Стратиграфия: Геологическая корреляция, 1993. Т. 1, № 4. С. 11–27.

248. *Страхов Н. М.* О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов // Литол. и полез. ископ. 1963. № 2. С. 249–252.

249. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

250. *Страхов Н. М.* Литология // Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. С. 396.

251. *Суслова С. Н., Курлов Н. С., Мечников Ю. П.* О новой находке древней коры выветривания гранитоидов в районе Кривого Рога // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 100–110.

252. *Ткачев Ю. А., Юдович Я. Э.* Статистическая обработка геохимических данных: Методы и проблемы. Л.: Наука, 1975. 233 с.

253. *Тимонина Р. Г.* Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 102 с.

254. *Ткачук Л. Г., Афанасьева И. М.* Литолого-геохимические особенности вышковских слоев эоцена дуклянской зоны советских Карпат // Докл. АН УРСР, 1977. Сер. Б. № 6. С. 504–507.

255. *Трансформация* пород малдинского липаритового комплекса под воздействием многоэтапной коллизии / Е. И. Сорока, В. Ф Рябинин, В. Н. Сазонов, С. Г. Червяковский // Информ. сб. науч. тр. Ин-та геол. и геох. УрО РАН (Ежегодник-1994). Екатеринбург, 1995. С. 97–100.

256. *Углеродистые* отложения докембрия Южного Урала / М. В. Рыкус, Н. И. Андреев, В. П. Муркин и др. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. 40 с.

257. *Условия* сохранения и изменения состава осадочных пород при метаморфизме и масштабы миграции вещества / В. А. Глебовицкий, А. А. Савельев, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткина // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975. С. 17–23.

258. *Урасина Л. П., Другалева Т. А., Смолин П. П.* Главнейшие магнезитовые месторождения. М.: Наука, 1993. 157 с.

259. *Фации* метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

260. *Фишман М. В., Голдин Б. А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.; Л.: АН СССР, 1963. 108 с.

261. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 1. М.: МГУ, 1992. 336 с.

262. *Фролов В. Т.* К вопросу о классификации осадочных пород // Вестник МГУ. Геология. 1987. № 1. С. 26–36.

263. *Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии: Геология на пороге XXI в. М.: Наука, 1994. 190 с.

264. *Хворова И. В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9–138.

265. *Хворова И. В., Гаврилов А. А.* Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской луки и условия образования кремнистых осадков // Литол. и полез. ископ. 1969. № 4. С. 53–70.

266. *Хоменко В. А.* Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1977. 147 с.

267. *Царев Д. И.* Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.

268. *Цеховский Ю. Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 180 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 423).

269. *Цеховский Ю. Г., Богатырев Б. А., Джаббур Р.* Триас-юрские бокситы Сирии // Литол. и полез. ископ. 1993. № 4. С. 34–50.

270. *Цыганко В. С.* Высокоглиноземистые метаморфические сланцы в девоне западного склона Северного и Приполярного Урала // Докл. АН СССР, 1976. Т. 229, № 3. С. 710–713.

271. *Черенков И. П.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 171 с.

272. *Чихрадзе Г. А.* Литология нижне-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.

273. *Чумаков Н. М., Нечаева Е. А.* Кислые туфы и туффиты западной части Вилюйской впадины // Докл. АН СССР, 1956. Т. 106, № 2. С. 331–334.

274. *Шарапов И. П.* О геологических классификациях // Науч. тр. Пермск. политех. ин-та, 1966. Сб. 20. С. 3–20.

275. *Шванов В. Н.* Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу // Сов. геол. 1974. № 3. С. 60–73.

276. *Шванов В. Н.* Петрография песчаных пород: Компонентный состав, систематика и описание минеральных видов. Л.: Недра, 1987. 269 с.

277. *Швецов М. С.* Порода осадочная // Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973. С. 118.

278. *Шитовкин Н. Т., Михайлов А. С., Супрычев В. А.* Юрские мордените-вые породы вулканической группы Карадага (Крым) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 1. С. 189–192.

279. *Шпунт Б. Р.* Позднедокембрийский вулканогенно-осадочный литогенез на Сибирской платформе // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 236–239.

280. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников // Литол. и полез. ископ. 1967. № 5. С. 86–104.

281. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).

282. *Щербина В. В.* Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

283. *Щербов Б. Л.* Перераспределение химических элементов в каолиновых корах выветривания по латерали // Геол. и геофиз. 1991. № 8. С. 107–115.

284. *Эпигенетические* и метаморфические преобразования осадочных и вулканогенных пород. Препринт: Материалы к совещ. «Геолого-геохимические методы реконструкции первичной природы метаморфических пород». М.; Л., 1988. 40 с.

285. *Эскола П.* Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261.

286. *Юдин Н. И., Арсеньев А. А.* Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.

287. *Юдович Я. Э.* Опыт новой вещественно-генетической классификации конкреций и конкрецоидных пород // Литол. и полез. ископ. 1980. № 4. С. 110–123.

288. *Юдович Я. Э.* Тридцать лет в сыктывкарском Институте геологии (1967–1997): Опыт научной автобиобиблиографии / Сыктывкар: Геопринт, 1997. 68 с.

289. *Юдович Я. Э.* Опыт расчета аутигенного нормативного хлорита по миналам // Теория и методы минералогии. Т. 1. (Тез. докл. Всес. совещ.); Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. С. 75–77.

290. *Юдович Я. Э.* Геохимические особенности аутигенной минерализации в черных сланцах. Обзор. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 54 с.

291. *Юдович Я. Э.* Геохимия угольных включений в осадочных породах. Л.: Наука, 1972. 84 с.

292. *Юдович Я. Э.* Грамм дороже тонны: Редкие элементы в углях. М.: Наука, 1989. 160 с.

293. *Юдович Я. Э.* Геохимия ископаемых углей. (Неорганические компоненты). М.; Л.: Наука, 1978. 262 с.

294. *Юдович Я. Э.* Лепигенные формации // Геология европейского

Севера России. Сб. № 3. Сыктывкар, 1999. С. 78–91. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 100).

295. *Юдович Я. Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. М.; Л.: Наука, 1981. 276 с.

296. *Юдович Я. Э.* Фосфатсодержащие силикатно-кремнистые конкреции в терригенных толщах // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях: Сб. науч. тр. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 118–123.

297. *Юдович Я. Э.* Эти черные-нечерные сланцы // Природа. 1994. № 1. С. 16–24.

297. *Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П.* Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 364 с.

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

299. *Юдович Я. Э., Дембовский Б. Я., Кетрис М. П.* Геохимические признаки переотложения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // Ежегодник-1976 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1977. С. 133–140.

300. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия черных сланцев. М.; Л.: Наука, 1988. 272 с.

301. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Проблемы литохимии: Доклад на расширенном заседании ученого совета Ин-та геологии 6 марта 1997 г. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 28 с.

302. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар, 1986. 34 с. (Науч. докл.; Вып. 148).

303. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

304. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия метаморфитов в зоне межформационного контакта на руч. Алькесвож, Приполярный Урал // Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана: Науч. тр. Сыктывкар, 1997. С. 80–133. (Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 95).

305. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Диагностика вулканогенного материала в осадочных и параметаморфических горных породах // Проблемы геохимии магматических и метаморфических пород: Тез. докл. / Междунар. конф. к 100-летию со дня рожд. Николая Александровича Елисеева: СПб., Россия, 1998: Май 25–27. СПб.: СПбГУ, 1998. С. 192–193.

306. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Козырева И. В.* Геохимия элементов-гидролизатов в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1992. 137 с.

307. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.* Элементы-примеси в ископаемых углях. М.; Л.: Наука, 1985. 239 с.

308. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.* Апориолитовые диаспориты на Приполярном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 4. С. 529–534.

309. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.* Щелочные метасоматиты в древних толщах Приполярного Урала // Геохимия. 1993. № 3. С. 395–411.

310. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.* Метариолиты и кислые метатуфы в низах комплекса доуралид на Приполярном Урале // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 6. С. 1290–1295.

311. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Швецова И. В.* Кианитовые кварциты на Приполярном Урале // Сыктывкарский минералог. сб. № 27. Сыктывкар, 1998. С. 147–155. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 98).

312. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Швецова И. В.* Слюдяные сланцы в контакте Малдинского гранитного массива // Геология европейского Севера

России. Сб. № 3. Сыктывкар, 1999. С. 78–91. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 100).

313. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Шулепова А. Н.* Спессартиновые сланцы в щекурьинской свите на восточном склоне Приполярного Урала // Литология и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 1998. С. 114–124. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 95).

314. *Юдович Я. Э., Майдль Т. И., Иванова Т. И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). М.; Л.: Наука, 1980. 152 с.

315. *Юдович Я. Э., Мерц А. В., Кетрис М. П.* Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах // Докл. РАН. 1997. Т. 351, № 3. С. 383–386.

316. *Юдович Я. Э., Чермных В. А., Пучков В. Н.* Геохимические особенности нижнекаменноугольных отложений Усть-Войского месторождения точильного камня // Геохимия осадочных формаций и подземных вод Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1972. С. 3–23. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УРО АН СССР; Вып. 12).

317. *Юдович Я. Э., Швецова И. В., Кетрис М. П.* Хлоритоид в сланцах Приполярного Урала // Петрология и минералогия Севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С. 57–63. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН; Вып. 94).

318. *Юшкин Н. П.* Опыт среднемасштабной топоминералогии: Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция. М.; Л.: Наука, 1980. 376 с.

319. *Юшкин Н. П.* Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

320. *Юшкин Н. П., Назарова Г. С.* Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава. Сыктывкар, 1982. 40 с. (Науч. докл. Коми фил. АН СССР; Вып. 83).

321. *Allison I., Ferguson L. K., Cardenac F. A., Kronberg B. I.* Precambrian muscovite-quartz (agalmatolite) paleosoils from Scotland and Canada // Can. J. Earth Sci., 1992. Vol. 29, N 12. P. 2523-2529.

322. *Boles J., Coombs D.* Minerals reactions in zeolitic triassic tuff, Hokonui Hells, New Zealand // Bull. Geol. Surv. Amer., 1975. Vol. 86. P. 163–173.

323. *Butler B. C. M.* A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland // Q. J. Geol. Soc. Lond., 1965. Vol. 121. P. 163–208.

324. *Cameron T. D. J., Anderson T. B.* Silurian metabentonites in Country Down, Northern Ireland // Geol. J., 1980. Vol. 15, N 1. P. 59–75.

325. *Carrol D.* Ilmenite alteration under reducing condition in unconsolidated sediments // Econ. Geol., 1960. Vol. 55, N 3. P. 618–619.

326. *Cook P. J.* Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of northwest Queensland, Australia // Econ. Geol., 1972. Vol. 67, N 8. P. 1193–1213.

327. *Cressman E. R.* Nondetrital siliceous sediments // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1962. N 440. T.-23 pp.

328. *Curlik J., Forgac G., Supala L., Turan J., Turanova L.* Albitilites in sedimentary complexes of the North-Gemeride Permian // Geol. zb., 1984. Vol. 35, N 6. P. 727–740.

329. *Dabar M. P.* Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry // Sediment. Geol., 1990. Vol. 69, N 1–2. P. 45–58.

330. *Englund J.-O., Jorgensen P.* A chemical classification system for

argillaceous sediments and factors affecting their composition // Geol. fjoren Stockholm forhandl., 1973. Vol. 95, N 1. P. 87–97.

331. *Eriksson P. G., Twist D., Snyman C. P., Burger L.* The geochemistry of the Silverton Shale Formation, Transvaal Sequence // S. Afr. J. Geol., 1990. Vol. 93, N 3. P. 454–462.

332. *Garcia D.,Coelho J., Perrin M.* Fractionation between TiO_2 and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal) // Eur. J. Miner., 1991. Vol. 3, N 2. P. 401–414.

333. *Hill T. P., Werner M. A., Horton M. J.* Chemical composition of sedimentary rocks in Colorado, Kansas, Montana, Nebraska, North Dakota, South Dakota and Wyoming // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1967. N 561. 241 p.

334. *Holland H. D., Feaks C. R., Zbinden E.* The Flin Flon paleosoil and the composition of the atmosphere at 1.8 BY BP // Amer. J. Sci., 1989. Vol. 289, N 4. P. 362–389.

335. *Hounslow A. W., Moore J. M.* Chemical petrology of Grenville Shists near Fernleigh, Ontario // J. Petrol., 1967. Vol. 8, N 1. P. 1–28.

336. *Ischikara S., Teraoka Y., Terashima S., Sakamaki Y.* Chemical variation of Paleozoic-Cenozoic sandstone and shale across the western Shikoku district, Southwest Japan // Bull. Geol. Japan. 1985. Vol. 36, N 2. P. 85–102.

337. *James H. L.* Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1966. 440-W. 61 pp.

338. *Mann W. R., Cavaroc V. V.* Composition of sand released from three source areas under humid low relief weathering in the North Carolina Piedmont // J. Sed. Petrol. 1973. Vol. 43. P. 870–881.

339. *Maynard J. B., Valloni R., Ho Shing Ju.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // J. Geol. Soc. Amer. Spec. Publs. 1982. N 10. P. 551–561.

340. *McLennan S. M., Eriksson K. A., Taylor S. R.* Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1983. Vol. 47. N 7. P. 1211–1222.

341. *McLennan S. M., Taylor S. R., Kröner A.* Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. 1. The Swaziland and Pongola Supergroups // Precambrian Res., 1983. Vol. 22. N 1–2. P. 93–124.

342. *Medrano M. D., Piper D. H.* A normative-calculation procedure used to determine mineral abundances in rocks from the Montpelier canyon section of the Phosphoria Formation, Idaho: A tool in deciphering the minor-element geochemistry of sedimentary rocks // U. S. Geol. Surv. Bull. 1992. N 2023A. P. A1–A23.

343. *Middleton G. V.* Chemical composition of sandstones // Bull. Geol. Soc. Amer., 1960. Vol. 71. P. 1011–1026.

344. *Moore B. R., Dennen W. H.* Geochemical trend in silicon-aluminium-iron ratios and the classification of the clastic sediments // J. Sed. Petrol., 1970. Vol. 40, N 4. P. 1147–1152.

345. *Naqvi S. M., Nagayana B. L., Rana R. P. e. a.* Geology and geochemistry of paragneisses from Javanahalli schistbelt, Karnataka, India // J. Geol. Ind. 1980. Vol. 21. P. 577–592.

346. *Nathan S.* Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand // N. Z. J. Geol. Geophys. 1976. Vol. 19. N 5. P. 683–706.

347. *Peltola E.* On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland // Bull. Com. Geol. Finland. 1960. N 192. 107 p.

348. *Pettijohn E. H., Bastron H.* Chemical composition of argillites of the Cobalt series (Precambrian) and the problem of soda-rich sediments // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 5. P. 593–600.

349. *Reimer T. O.* Rare earth elements and the suitability of shales as indicators for the composition of the Archean continental crust // N. Jahrb. Mineral. Abh. 1985. Bd 152, N 2. S. 211–223.

350. *Schmitz B.* The TiO_2/Al_2O_3 ratio in Cenozoic Bengal abyssal fan sediments units use as a paleostream energy indicator // Mar. Geol., 1987. Vol. 76, N 3–4. P. 195–206.

351. *Schulz L. G., Shepard A. O., Blackman P. D., Starkey H. C.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatan peninsula, Mexico // Clays Clay Miner. 1971. Vol. 19. P. 137–150.

352. *Simonen A.* Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic Early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland // Bull. Com. Geol. Finland. 1953. N 160. 64 p.

353. *Spears D. A., Kanaris-Sotiriou R.* Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40. N 3. P. 345–351.

354. *Sugitani K., Horiuchi Y., Adachi M., Sugisaki R.* Anomalously low Al_2O_3/TiO_2 values for Archean cherts from Pilbara block, Western Australia – possible evidence for extencive chemical weathering on the early earth // Precambrian Res. 1996. Vol. 80. N 1–2. P. 49–76.

355. *Sugitani K., Sano H., Adachi M., Sugisaki R.* Permian hydrothermal deposits in the Mino Terrane, central Japan: implications for hydrothermal plumes in an ancient ocean basin // Sediment. Geol. 1991. Vol. 71. N 1/2. P. 59–71.

356. *Van de Kamp P. C., Leake B. E., Senior A.* The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin // J. Geol. 1976. Vol. 84. N 2. P. 195–212.

357. *Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a «mantle» event at~900 Ma ago // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. N 2. P. 295–302.

358. *Walker J. C. G., Hayes P. B., Kasting J. F.* A negative feed-back mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N 10. P. 9776–9782.

359. *Weaver C. E.* The nature of TiO_2 in kaolinite // Clays Clay Miner., 1976. Vol. 24. N 5. P. 215–218.

360. *Wedepohl K. H.* Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrographischen Aussagewert. – Verh. Geol. Bund.-Anst., 1970. Bd 4. S. 692–705.

361. *Wyborn L. A. I., Chappell B. W.* Chemistry of the Ordovician and Silurian greywackes, southern Australia: an example of chemical evolution of sediments with time // Chem. Geol. 1983. Vol. 39. N 1–2. P. 81–92.

362. *Zimmerle W., Fesser H., Rascha H., Rösch H.* Das Sediment. Die Posphorite des nordwestdeutschen Apt und Alb // Späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Versuch um fass. Anal. Schichterfolge. 1982. S. 159–244. (Geol. Jahrb., 1982. A, N 65).

363. *Zodrow E. L.* Some geochemical aspects of sedimentary rocks in proximity of coals, Sydney Coalfield (Upper Carboniferous), Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada // Int. J. Coal. Geol. 1983. N 2. P. 299–320.

УКАЗАТЕЛЬ КЛЮЧЕВЫХ СЛОВ

в названиях стратиграфических подразделений, литостратиграфических единиц, геологических и географических регионов

Архей

Гнейсы, Сев. Карелия 407, 408
Гранулиты Татарского свода, Русская платформа 408—411
Кристаллический фундамент, Русская платформа 28
Лебяжинская серия, Кольский полуостров 412
Слюдянская серия, Алданский щит 234, 236
Тальк-дистеновые сланцы, Памир 239, 240

Катархей (алданий)

Амедичинский комплекс, Алданский щит 245, 334—336
Беломорский комплекс, Кольский полуостров 426—429
Иенгрский комплекс, Алданский щит 333, 334
Кварциты и корундиты, Алданский щит 355—357
Сланцы блока Пилбара, Австралия 358, 359

Верхний архей (онтарий)

Кейвская серия, Кольский полуостров 375, 412
Кора выветривания на саксаганских плагиогранитах 362
Криворожская сверхглубокая скважина 359, 362
Метаморфизованный элювий, УКЩ и КМА 361, 362
Михайловская серия, КМА 334, 337, 338
Модис, серия, Южн. Африка 133
Понгола, надсерия, Южн. Африка 133—135
Свазиленд, надсерия, Южн. Африка 133
Сланцевый пояс Яванахалли, Индия 364, 365, 376
Фиг-Три, серия, Южн. Африка 133—135
Червуртская свита кейвской серии, Кольский полуостров 412

Протерозой

Буронская свита, Сев. Осетия 330—332

Карелий (нижний протерозой)

Верхнечиткандинская свита, Витимо-Алданский щит 340
Воскресенская свита, Зап. Таймыр 337, 420
Гданцевская свита, Кривой Рог 371
Глееватская свита, Кривой Рог 371
Гоуганда свита надсерии Гурон, Канада 420

Гуронская надсерия, Канада 239, 376, 420
Железистые кварциты и железные руды, КМА 223, 224
Имандра-Варзуга, комплекс, Кольский полуостров 81
Ингуло-Ингулецкая серия, Кривой Рог 370
Кобальт, серия, Канада 80
Криворожская серия, Кривой Рог 370, 371
Курская серия КМА 376, 422, 425
Мак-Ким, свита надсерии Гурон, Канада 420
Метаморфиты, Запад Витимо-Алданского щита 81
Метаморфиты, Кривой Рог 116
Метаморфиты, Печенга 430, 431
Метеосадочные породы, Кольский полуостров 85—87
Пекорс, свита надсерии Гурон, Канада 420
Саксаганская свита, Украина 219, 223, 366, 370, 371
Сакуканская свита, Витимо-Алданский щит 425
Свекофеннский комплекс, Балтийский щит 10
Сидеритовые руды Лебединского месторождения, КМА 80, 99
Сидериты, Кривой Рог 259
Силвертон, формация, Южн. Африка 185—188
Скелеватская свита, Кривой Рог 116
Стрельнинская серия, Кольский полуостров 342—344
Томингская серия, Кольский полуостров 340—342
Удоканская серия, Олёкмо-Витимская горная страна 340, 376, 422, 425
Филлиты, Зап. Таймыр 413, 415
Чародоканская свита, Витимо-Алданский щит 422, 423
Черные сланцы Оутокумпу, Финляндия 10
Чинейская подсерия, Витимо-Алданский щит 340
Шунгитоносная толща, Карелия 288

Нижний карелий

Витватерсранд, серия, Южн. Африка 375, 413, 414
Сегозерская серия, Центр. Карелия 376, 420, 421
Тетерев-бугская свита, Украина 375, 413

Верхний карелий

Вепская серия, Карелия 28, 422, 423
Кора выветривания, Канада 365—369

Рифей (верхний протерозой)

Агальматолиты, Шотландия 424, 425
Анангрская свита, Патомское нагорье 345, 346
Бокситы, Монголия 375, 434
Быстринская серия, Тиман 425
Визингская свита, Тиман 425
Граувакки и алевролиты, Армориканский массив 205
Гренвилльские сланцы, Онтарио, Канадский щит 372
Кора выветривания, Сибирская платформа 378
Мамская серия, Сибирская платформа 345
Метаморфические толщи, Приполярный Урал 109
Метасоматиты, Овручский рифт 391—393
Мойн, серия, Шотландия 346—348
Светлинская свита, Тиман 425
Стратотипический разрез, Южн. Урал 29, 69, 108, 139, 140
Тепторгинская серия, Байкальская горная область 413
Туфы и алевролиты, Присаянье 318
Туфы и «парасланцы», Игарский район 322
Туфы и туфогравелиты, Подолия 291, 294, 313—315

Четласская серия, Тиман 425
Элювий по разным субстратам, Русская платформа 372—374
Туффоиды, Якутия 302

Нижний рифей (бурзяний)

Айская свита, Южн. Урал 141
Анайская свита акиткания, Байкальская горная область 375, 413
Большеинзерская свита, Южн. Урал 141, 376, 426
Горбилокская свита, Енисейский кряж 209, 211
Джалагунская свита, Средневитимская горная страна 376, 425
Карбонатные породы и магнезиты, Южн. Урал 70, 161—163, 258
Кординская свита, Енисейский кряж 209, 211
Погорюйская свита, Енисейский кряж 209, 211
Пурпольская свита, Байкальская горная область 375, 413, 415
Сухопитская серия, Енисейский кряж 209, 211, 212
Сосновская свита, Енисейский кряж 209, 211
Тепторгинская серия, Байкальская горная область 375, 413, 415
Терригенные толщи, Южн. Урал 28
Удерейская свита, Енисейский кряж 112, 114, 116, 209, 211
Юшинская свита, Южн. Урал 141

Средний рифей (юрматиний)

Авзянская свита, Южн. Урал 141
Белетарский метаморфический комплекс, Южн. Урал 434
Гонамская свита учурской серии, Уяно-Улканский прогиб 430, 432
Збраньковская свита, Украина 117
Зигазино-комаровская свита, Южн. Урал 141
Зигальгинская свита, Южн. Урал 141, 375, 416
Киргитейская свита, Енисейский кряж 375, 416
Кувашская свита, Южн. Урал 110, 111
Машакская свита, Южн. Урал 141
Омахтинская свита, Уяно-Улканский прогиб 430, 433
Потоскуйская свита, Енисейский кряж 375, 416
Пуйвинская свита, Приполярный Урал 294, 437, 438
Терская серия иотния, Кольский полуостров 87, 111—113
Толкачевская свита овручской серии, УКЩ 117, 416
Тунгусикская серия, Енисейский кряж 375, 416
Учурская серия, Уяно-Улканский прогиб 430, 432—434
Шатакская свита, Южн. Урал 87, 208, 210
Шунтарская свита, Енисейский кряж 375, 416
Щекурьинская свита, Приполярный Урал 70, 161, 323, 365

Верхний рифей (каратавий)

Аньюгская свита, Тиман 376, 425
Бирьянская подсвита зильмердакской свиты, Южн. Урал 376, 426
Быстринская свита, Тиман 26—28
Верхнеангарская свита ослянской серии, Енисейский кряж 375, 416
Зильмердакская свита, Южн. Урал 29, 141, 376, 426
Катангская свита, Центр. Африка 376, 426
Лемезинская подсвита зильмердакской свиты, Южн. Урал 29, 141
Мороинская свита, Приполярный Урал 70, 161, 437, 438
Новобобровская свита, Тиман 376, 425
Ослянская серия, Енисейский кряж 416
Хобеинская свита, Приполярный Урал 437

Рифей—венд

Аповулканиты, Север Урала 395—397
Бедамельская серия, Полярный Урал 337
Дальредская серия $R_3-Є_1$, Шотландия 376, 426
Доуралид, комплекс, Север Урала 5, 225
Коннемара, серия $R_3-Є_1$, Ирландия 376
Саблегорская свита, Приполярный Урал 436, 439
Сланцы Бири, Южн. Норвегия 130
Тасеевская серия, ЮЗ Сибирской платформы 416

Венд

Железные руды, Киргизия 219
Туффоиды, Русская платформа 244

Верхний венд

Аргиллиты, Русская платформа 209
Бережковская свита, Приднестровье 203
Воронцовская свита, Прибалтика 203
Лаптопайская свита, Приполярный Урал 439
Лонтовская свита, Прибалтика 203
Могилевская свита, Приднестровье 209
Песчаники и алевролиты, Русская платформа 277
Плетеневская свита, Московская синеклиза 209
Редкинский горизонт, Русская платформа 297—299
Ярышевская свита, Приднестровье 209, 323

Палеозой

Елецкая зона, Север Урала 4
Кремнистые породы, Казахстан и Чу-Илийский пояс 195, 197
Осадочные толщи, Печорский Урал 4, 80, 82, 99, 140
Черные сланцы Лемвинской зоны, Сев. Урал 4, 34, 81, 204, 205, 284, 288, 292, 300, 330
Черные сланцы, Пай-Хой 34, 74, 81, 203—205, 284
Уралид, комплекс, Север Урала 5, 40, 225

Кембрий

Известняки, Приморье 99
Фосфориты Квинсленда, Австралия 91
Фосфориты, Зап. Приохотье 262
Фосфориты, Каратау 200, 201, 262, 265

Кембрий—ордовик

Алькесвожская толща, Приполярный Урал 40, 215, 434—439
Глиноземистые метаморфиты, Приполярный Урал 400
Хойдышорская толща, Полярный Урал 376

Ордовик

Аспидная формация, Горный Алтай 134, 136
Глины, Швеция 130
Граптолитовые сланцы, Прибалтика 320
Граувакки, ЮВ Австралия 205
Гринланд, серия, Нов. Зеландия 25, 26, 149, 150
Долгодеревенская толща (O_3?), Южн. Урал 323
Железные руды, Нью-Фаундленд 219
Оболовые фосфориты, Эстония 262, 265
Тельпосская (обеизская) свита, Приполярный Урал 29, 436, 439
Флиш, Момский горст-антиклинорий 317—319
Флиш, СЗ Алтай 310

Фосфаты глауконитовой формации, Прибалтика 197, 201
Хыдейская (саледская) свита, Приполярный Урал 436

Ордовик—силур

Осадочные толщи, Сибирская платформа 289

Силур

Железные руды, СВ США 219
Метабентониты, Ирландия 106, 244—246

Силур—девон

Танамысская толща, Сев. Памир 375, 419

Девон

Антонтаранская свита, Донбасс 117, 225
Ангидриты, Днепровско-Донецкая впадина 267, 272
Бокситоносные отложения, Урал и Салаир 288
Куркудукский комплекс, Мугоджары 166, 168—172, 179
Нижневилюйканский горизонт, Зап. Якутия 274
Туффоиды, СЗ Сибирской платформы 313
Туфы, Тува 323
Эвапоритовая толща, Вилюйская синеклиза 78, 266—271

Средний девон

Известняки, Ср. Урал 80
«Искристые сланцы» D_2, Сев. Урал 375, 419
Кора выветривания, Тиман 26
Кора выветривания по серпентинитам, Воронежский массив 237
Пагинская свита, Север Урала 204
Пижеская свита, Тиман 26
Такатинская толща, Урал и Приуралье 29

Верхний девон

Аповулканиты, Казахстан 399—402
Аркозы, Днепровско-Донецкая впадина 276
Кора выветривания, Тиман 26
Пашийская свита, Урал и Приуралье 29
Кремнистые породы, Пай-Хой 74, 105, 309
Туфы и туфогенные породы, Кузбасс 289, 290, 302, 303
Яранская свита, Тиман 26

Девон—карбон

Глинистые сланцы, Армения 26, 122, 123
Известняки, Печорский Урал 80
Красноцветы и сероцветы, Вилюйская синеклиза 322
Песчаники, Мал. Кавказ 97
Пирофиллитовые метасоматиты, Башкирия 394, 395
Субплатформенная формация, Армения 97

Карбон

Аргиллиты, Львовско-Волынский бассейн 213, 214
Диаспоровые породы Тарбагатая, Казахстан 391
Карбонатные породы, Печорский Урал 99
Околоугольные породы, Канада 120, 121
Тонштейны, Донбасс 98
Туфы, Тува 323
Флиш, Гиссаро-Алай 96
Черные сланцы Лемвинской зоны, Север Урала 292
Черные сланцы, Пай-Хой 226

Нижний карбон

Аповулканиты, Южн. Урал 396—398
Войские точильные камни, Республика Коми 101
Давсонитовые породы, Припятская впадина 250, 252, 253
Каркаралинская свита, Казахстан 403
Кизеловский горизонт, Башкирия 234
Кимберлиты, Вост. Сибирь 136—138
Латериты КМА 89, 90
Латериты, Северо-Онежский район 90
«Угленосный горизонт», Урал и Приуралье 29

Средний и верхний карбон

Бокситоносная кора выветривания, Армения 122, 124, 125
Кварц-полевошпатовые граувакки, Джезказган 205
Палыгорскитовые глины, Подмосковье 162, 164, 165, 237

Карбон—пермь

Верхоянский комплекс, Якутия 100
Сарыкольская серия, Сев. Памир 419
Тиллиты, Гондвана 145, 147, 148
Туфы, Норильский район 145

Пермь

Альбитолиты, Словакия 249—251
Красноцветы, Приуралье 106—107
Силициты, Япония 308
Терригенная толща, Предверхоянский прогиб 139
Фосфория, формация, США 278, 280, 281

Пермь—триас

Терригенная толща, Сахалин 175, 176, 204

Триас

Аркозы, Сев. Каролина 24
Кора выветривания, Вост. Сибирь 136—138
Неджелинская свита, Предверхоянский прогиб 140, 317
Песчано-алевролитовые породы, р. Лена 215, 216
Алевроглинистые породы, Вилюйская синеклиза и Предверхоянский прогиб 314
Туфы и бентониты, Нов. Зеландия 244, 297

Триас—юра

Никеленосная кора выветривания, Сев. Урал 223
Кремнистые породы, Сихотэ-Алинь 180—183
Туфы, Лено-Вилюйская провинция 326, 327

Юра

Аповулканиты, Армения 391
Аркозы, Пристановой прогиб 246—248
Аспидные сланцы, Кавказ 328—330
Бокситы, Сирия 225
Кора выветривания по троктолитам, УКЩ 93
Морденитовые трассы, Карадаг 306
Сидериты, Швеция 258

Нижняя и средняя юра

Глины, Армения 106
Глины, Молдавия 234, 235
Железные руды, Сев. Гоёттинген 219
Песчаники и алевролиты, Бол. Кавказ 24, 150
Песчаники, Сванетия 151
Сысольская свита, Мезенская синеклиза 29

Верхняя юра

Известняки, Гиссар 99
Карбонатно-вулканогенная формация, Армения 240, 242
Гиалокластиты, Мал. Кавказ 96, 297

Юра—мел

Аргиллиты, Предверхоянский прогиб 140
Кремнистые породы и туфы, Мал. Кавказ 303
Офиолитовый комплекс, Мал. Кавказ 312
Туфы, Лено-Вилюйская провинция 326, 327
Фосфатные псевдоконгломераты, Русская платформа 262, 265

Мел

Красноцветные аргиллиты, Ср. Азия 143, 144
Флиш, Япония 24

Нижний мел

Ачимовская толща, Зап. Сибирь 22, 23, 205, 318
Красноцветы, Фергана 151, 152
Лужкинская свита, Сихотэ-Алинь 245
Нижнемеловой флиш, Южн. Сихотэ-Алинь 22
Песчаники, Предверхоянский прогиб 140, 325, 326
Уктурская свита, Сихотэ-Алинь 245
Флишевые граувакки и глины, Камчатка 138, 139, 239
Фосфориты, СЗ Германия 70, 124, 126, 127
Эксеняхская свита, Якутия 324
Ятанская свита, Фергана 151

Верхний мел

Глауконитовые кварцевые пески, Русская платформа 77, 97, 104
Красноцветы, Монголия 112
Кремнистые породы, Камчатка 97
Малокурильская свита, Мал. Курилы 310, 311
Туффиты, Сахалин 322
Туфы, Камчатка 313
Фосфатные породы, Польские Карпаты 262
Фосфатоносная формация, Ближний Восток 200, 201
Фосфориты, Египет 264, 265
Фосфориты, Полпинское месторождение 277—279
Фосфориты, Русская платформа 265

Мел—палеоген

Глауконитовые пески, Русская платформа 131—133, 241
Гумидные красноцветы, Казахстан 90
Опоки и диатомиты, Русская платформа 131—133, 203, 204, 206
Пестроцветы, Зайсанская котловина 93
Пирокластиты, Украинские Карпаты 304
Кремнистые породы карпатского флиша, Украина 164, 166, 179
Флиш, Карпаты 96, 157—161, 164
Флишевые карбонаты, Украинские Карпаты 252, 254—257
Фосфатоносная кора выветривания, Полярный Урал 139

Палеоген

Аркозы, Южн. Калифорния 21, 106
Бокситоносная толща, Центр. Казахстан 217, 218
Глина с галлуазитом, Русская платформа 207
Железные руды, Русская платформа 223
Железо-марганцевые руды, Армения 230, 231
Кварцевые пески и песчаники, Русская платформа 85

Туфы и туффиты, Украинские Карпаты 290
Углисто-сидерит-колчеданная ассоциация, СЗ Азия 176—178
Флиш, Украинские Карпаты 96, 166—168, 295—297
Флиш, Япония 24
Фосфориты, Сев. Африка 265
Шиманто, подгруппа, Япония 24

Палеоцен (нижний палеоген)

Бентониты, р-н Нальчика 328
Хоперский горизонт, Воронежская антеклиза 228, 229

Палеоцен—эоцен

Бокситы и пестроцветы, Казахстан 89, 90
Красноцветы, СЗ Азия 100, 144, 145

Эоцен (средний палеоген)

Аповулканиты, Армения 400, 404, 405
Вышковская толща, Украинские Карпаты 307
Грин-Ривер, свита, США 56
Кварцевые пески и песчаники, Зап. Сибирь 204
Опалиты, Зап. Сибирь 179, 180, 204—206
Пелагические глины, Вост. Атлантика 162, 164, 165
Пирокласты, Украинские Карпаты 297
Флишоидные субформации, Армения 194—196
Фосфатные породы, США 262

Олигоцен (верхний палеоген)

Менилитовые сланцы, Карпаты 302
Мергели, Тургайский прогиб 80
Туффоиды, Украинские Карпаты 290, 320, 321
Фосфориты, Болгария 262
Шлировая формация, Армения 79

Олигоцен—миоцен

Кремнистые породы, Сахалин 155—157

Миоцен

Каолиниты, Чехия 406
Курасийская свита, Сахалин 157
Пиленгская свита, Сахалин 157

Неоген

Гипсы и ангидриты, Фергана 272, 273
Доломитовый известняк, Зап. Прибайкалье 80
Красноцветы, Азия 173, 174
Палыгорскитовые глины, Украина 162, 164, 165
Полтавская серия, Воронежская антеклиза 100
Кремнистые породы и туфы, Камчатка 299, 300, 301
Туфы, Закавказье 320
Туфы и бентониты, Вьетнам 305—307
Туфы, Предкарпатье 326
Фосфориты, Польша 262

Антропоген

Аллювий, Камчатка 294
Аллювий, реки Прикамья 223, 225
Аркозовые пески, Калифорния 94, 95
Батиальные осадки Бенгальского конуса 95
Донные осадки, Атлантический океан 85
Нонтронитовые гидротермальные глины, Тихий океан 231, 232
Терригенные отложения, Украина и Юг России 292, 293

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов В. П. 27, 28
Айвазян С. А. 61
Акульшина Е. П. 99, 100
Аллисон И. 424
Амузинский В. А. 99
Анатольева А. И. 416, 417, 424, 440
Андерсон Т. 245, 246
Андрущенко П. Ф. 230, 232
Анкинович Е. А. 226
Анфимов Л. В. 28, 29
Арсеньев А. А. 235, 236
Аскоченский Б. В. 228, 229
Афанасьева И. М. 96, 157—161, 166—168, 252, 254, 255, 257, 295, 296
Ахмедов А. М. 87

Бастрон Х. 80
Батлер Б. 346—348
Белгородский Е. А. 323
Беленицкая Г. А. 54
Белоножко Л. Б. 333, 334
Белоусов А. Ф. 17, 30, 40
Белоусов В. В. 12
Белякова Л. Т. 417, 436, 438, 439
Беридзе М. А. 24
Беус А. А. 63, 64, 105, 194, 207, 208, 240
Блох А. М. 247—249
Бобров Е. Т. 349, 361, 362, 371—374, 379, 385, 430, 431
Бобровникв Д. П. 213, 214
Боголепов В. Г. 442
Борхвардт Д. В. 298, 299
Боулс Дж. 244
Бровков Г. Н. 323
Бродская Н. Г. 175, 176, 204, 262, 263
Бродский И. 30
Бугельский Ю. Ю. 91
Буданова Т. Ф. 237, 239, 240, 419
Булгакова А. П. 224
Булгакова М. Д. 318, 319
Бураго А. И. 44, 45
Бурков Ю. К. 30
Бурмин Ю. А. 137, 138
Бурцев И. Н. 26
Бушинский Г. И. 88

Валиуллина Р. Т. 234
Ван А. В. 289, 295, 302, 303, 313
Ван де Камп П. 95, 106
Вассоевич Н. Б. 35, 55—57, 143
Вашингтон Г. 109
Ведеполь К. 23, 267
Венков В. А. 399
Верба Ю. Л. 55
Великославинский Д. А. 345
Верзилин Н. Н. 379, 380
Вернадский В. И. 64, 68, 351
Вишневская В. С. 312
Вознесенский А. В. 435, 440
Воинов А. С. 87
Войновский-Кригер К. Г. 419
Володичев О. И. 426, 429, 430

Волостных Г. Т. 406
Волохин Ю. Г. 180—183
Вылцан И. А. 134—136, 310

Гаврилов А. А. 314
Гаврилов В. К. 310, 311
Гаврилов Ю. О. 330
Гареев Э. З. 42, 69, 108, 140
Гаррелс Р. 107
Генералов П. П. 179, 180
Гептнер А. Р. 292
Гинзбург И. И. 379
Глазовская М. А. 94
Глухан И. В. 197—199
Говорова А. В. 391, 396—399
Голдин Б. А. 244, 245, 391, 396, 397, 417
Головенок В. К. 128, 291, 349, 371, 377, 412, 416, 425, 426
Гольдшмидт В. М. 7, 36, 40, 54, 73
Горьковец В. Я. 355
Гранник В. М. 322
ГречинВ. И. 299—301, 313
Гурешидзе Т. М. 330

Дагаева И. В. 247, 248, 249
Данченко Р. В. 155—157
Даценко В. М. 114, 116
Делярош Х. 9
Деннен У. 14
Джеймс Х. 70, 218—222, 260, 261
Дивина Т. А. 145, 147, 148
Дмитриев Ф. Л. 252, 253
Додатко А. Д. 117, 118, 225, 237, 238, 284, 351—355, 362, 370, 371, 381, 385
Дрожащих Н. Б. 179, 180
Дружинин И. П. 205
Дэли Р. 23

Емельянов Е. М. 85
Ерофеев В. С. 93, 94, 145, 146, 173, 174, 177, 178, 217, 218

Жеру М. И. 235
Жовинский Э. Я. 314, 315

Заварицкий В. Н. 12, 13, 23, 60, 70
Загородный В. Г. 341—344
Зайков В. В. 391—395
Зайкова Е. В. 168—172
Запорожцева А. С. 379
Зарицкий П. В. 98

Иванова Т. И. 99
Ивановская А. В. 215, 216
Ивенсен В. Ю. 317
Ивенсен Г. В. 42, 62, 78, 107, 139, 266—268, 271, 317, 325, 326
Ильин М. В. 439
Ишерская М. В. 42
Йоргенсен П. 128

Каварок В. 25
Казанский Ю. П. 15, 16, 32, 209, 349, 351, 353, 371, 385
Казанцева Г. Я. 425
Казаринов В. П. 209, 412
Казицын Ю. В. 406
Калугин А. С. 288, 289, 291
Камерон Т. 245, 246
Канарис-Сотириу Р. 85
Карлов Н. Н. 289
Карпов И. К. 351, 363, 383, 386
Кашик С. А. 351, 363, 383, 386
Каюпова М. М. 403
Келлер Б. М. 437
Кепежинскас К. Б. 189, 190
Кетрис М. П. 14, 47, 52
Кириллин С. И. 425
Кириллова И. В. 328—330
Киселев А. Е. 325, 327
Кларк Ф. 7, 65, 109
Кнаурер Г. 98
Кожара В. Л. 18, 33
Козлов Г. В. 274
Конторович А. Э. 275
Коптев А. И. 77
Коренев Н. А. 357
Коржинский Д. С. 387
Кориковский С. П. 387
Коссовская А. Г. 330
Котова Л. Н. 399—402
Кочетков О. С. 425

Кременецкий А. А. 407
Крупенин М. Т. 29
Крынин П. 74
Кузнецов В. Г. 36
Куковский Е. Г. 441
Кулик Д. А. 223, 366
Кулиш Е. А. 356, 357
Кумбс Д. 244
Кураленко Н. П. 293, 294
Куриленко В. В. 54
Курносов Б. В. 231
Курочка В. П. 251
Куртов Г. С. 330—332
Кэрролл Д. 89

Лавринг Т. 406
Лебедев Б. А. 22, 23, 205, 213, 318
Лебединский В. И. 293
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 386, 406
Левитан М. А. 312
Лизалек Н. А. 318
Лисицына Н. А. 89
Логвиненко Н. В. 17
Ломова О. С. 162, 164, 165, 237
Лунев Б. С. 95
Лучицкий В. И. 52

Македон И. Д. 30
Маккензи Ф. 107
Мак-Леннан С. 133—135, 358
Макрыгина В. А. 42
Малдре Я. Я. 262, 265
Мандалян Р. А. 96, 297, 316
Манн У. 25
Мануковский С. В. 278, 279
Маракушев А. А. 9, 387
Маркевич П. В. 22, 138, 245
Мартин Дж. 98
Маслов А. В. 139
Матухин Р. Г. 313
Мац В. Д. 350, 352
Медрано М. 280, 281
Мейнард Дж. 139
Мейсон Б. 8, 9
Мележик В. А. 81
Мельник Ю. П. 371
Мерабишивили М. С. 236, 238
Мигдисов А. А. 26, 65, 81—83, 85, 86, 94—97, 99, 100—102, 105, 194, 203, 219, 294
Миддлтон Г. 59, 73, 74, 103, 205
Михайлов А. С. 305
Михайлов Б. М. 351, 352, 377, 412, 425
Мур Б. 14
Муравьев В. И. 132, 133, 241

Набоко С. И. 405
Накви С. 364, 365
Наковник Н. И. 390
Натан С. 25, 26, 149, 150
Неелов А. Н. 12—14, 37, 46, 59, 67, 78, 143, 144, 285, 330
Нигли П. 10, 11, 59, 70, 78, 330
Никитина А. П. 90
Никишова Л. В. 378
Одиссей 36
Озеров В. С. 417, 418, 433—437, 439
Опаренкова Л. И. 4, 42, 425
Осовецкий Б. М. 223, 225
Остроумова А. С. 243

Пайпер Д. 280, 281
Пак А. И. 92, 284, 349, 354, 355, 371, 374, 378, 379, 383, 385
Парначев В. П. 111, 208, 210
Пастернак Б. 43
Пастухова М. В. 89
Патрунов Д. К. 36
Певзнер В. С. 30
Пелтола Э. 10
Першина А. И. 419
Петрищева В. Г. 29
Петров Б. В. 345
Петрова В. В. 305, 306
Петрова З. И. 42
Петросов И. Х. 79, 106, 122—125, 195, 196, 240, 242, 400, 403—405
Петтиджон Ф. 59, 80, 153, 154, 205, 239, 241
Пинский Э. М. 42, 430, 432, 434
Подковыров В. Н. 258
Подобный В. М. 278, 279

Покалюк В. В. 223, 366
Полищук В. Д. 337, 338
Полищук В. И. 337, 338
Попов Ю. Г. 352
Поспелов Г. Л. 386
Предовский А. А. 10—14, 37, 46, 59, 70, 78, 143, 285, 330
Пустовалов Л. В. 13, 14, 35, 37, 50—52, 54, 55
Пучков В. Н. 419, 437
Пыстин А. М. 436

Равич М. Г. 337, 413, 415
Раевский М. Б. 355
Разумова В. Н. 5, 388, 389, 406, 438
Раймер Т. 413, 414
Ракчеев А. Д. 390, 406
Ранкама К. 8
Репина С. А. 436
Реутов Л. М. 245, 334—336
Розен О. М. 240, 272, 273, 285
Розенбуш Г. 31
Ронов А. Б. 22, 37, 39, 40, 63, 65—69, 71, 76, 79, 83, 85, 86, 104, 105, 107, 194, 366, 376
Рубо М. 9
Румянцева Н. А. 243
Рухин Л. Б. 20
Рыкус М. В. 42

Савко А. Д. 117, 118, 225, 237, 242, 284, 351—355, 371, 381, 385
Салоп Л. И. 289, 350, 355, 356, 372, 382, 385, 413
Сапожников Д. Г. 352
Сараев С. В. 209, 211, 212
Сатиан М. А. 97
Сахама Т. 8
Семенов В. П. 228, 229
Сидоренко А. В. 351, 355
Сидоров А. А. 386
Силаев В. И. 42, 139
Симонен А. 10, 11
Синицын В. М. 23, 215
Сиротин В. И. 351
Ситдиков Б. С. 408—411
Скопина Л. А. 399
Слукин А. Д. 91, 226, 227
Смирнов А. И. 200, 201, 264, 265
Соботович Э. В. 206
Соколов В. А. 378
Соловьева Н. А. 310, 311
Сочава А. В. 13, 81, 87, 112, 113, 143, 151—153, 209, 257, 323, 340, 363, 421—423, 426
Спирс Д. 84
Страхов Н. В. 3, 17, 25, 29, 45, 89, 168, 440
Сугитани К. 308, 309, 359
Суслов А. Т. 230
Суслова С. Н. 359
Сцилла 36

Теняков В. А. 352
Теодорович Г. И. 51
Терешко В. В. 425
Тилепов З. Т. 405
Тимонина Р. Г. 417
Ткачук Л. Г. 304, 320, 321, 327
Турекьян К. 23

Уивер Ч. 88
Уолкер Дж. 258
Урасина Л. П. 161—163, 259

Федоров Е. С. 390
Фелицын С. Б. 298, 299
Филиппов М. М. 42
Фишман М. В. 417
Фролов В. Т. 13, 14, 17—19, 32, 37, 43, 50—55, 180, 287

Халфердал Л. 418
Хане К. 86
Харибда 36
Хворова И. В. 73, 157, 314
Хейсканен К. И. 378
Херасков Н. П. 437
Хилл Т. 9
Ходюш Л. Я. 293
Холланд Х. 367, 369
Хоменко В. А. 272, 276

Царев Д. И. 386
Цеховский Ю. Г. 90, 93, 94, 145, 146, 173, 174, 177, 178, 217, 218, 225
Циммерле В. 126, 127
Цодров Э. 120, 121
Цурлик Й. 250, 251
Цыганко В. С. 419

Чернов Г. А. 417
Чихрадзе Г. А. 151
Чочиа Г. Л. 155—157
Чуковский К. 9

Шалагинов Э. В. 323
Шамшина Э. А. 378
Шанцер Е. В. 388
Шванов В. Н. 11, 13, 15, 23, 24, 30—32, 43, 57, 97, 107, 202, 205, 207, 214, 244
Швецов М. С. 17, 19
Шекспир У. 43
Шпунт Б. Р. 233, 302
Шульц Л. 130
Шутов В. Д. 143, 147, 205

Щербакова М. Н. 287
Щербина В. В. 379, 380
Щербов Б. Л. 225
Щипакина И. Г. 349, 361, 362, 371—374, 379, 385, 430, 431

Эйлер 285
Энглунд Й. 128
Эрикссон П. 185—188

Юдин Н. И. 235, 236
Юдович Я. Э. 436
Юшкин Н. П. 226, 442

Ярошевский А. А. 65, 194

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Введение. Из истории литохимии: химические классификации 7

ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ДИАГНОЗА . . 17

Глава 1. Генетическая типизация осадочных горных пород 17

1.1. Классификационная проблема 17

1.2. Четыре генотипа осадочных пород в стратисфере 18

1.3. Отличия петрогенных пород от литогенных. Процессы рециклизации. 21

Краткие выводы 29

Глава 2. Химическая классификация: общие вопросы 30

2.1. Некоторые исходные принципы 33

2.2. Типизация процессов гипергенеза как предпосылка типизации осадочных пород 37

2.3. Морфоструктурное основание классификации: мечта и реальность 41

2.4. Нормативные пересчеты: сильный наркотик 43

2.5. Общая схема химической классификации 45

Глава 3. Характеристика петрохимических модулей. Сиаллитовый стандарт 58

3.1. Петрохимические модули 58

3.2. Сиаллитовый стандарт 62

3.3. Модули, нормированные по SiO_2 66

3.4. Показатели щелочности 73

3.5. Титановый модуль (ТМ) 81

3.6. Железный модуль (ЖМ) 102

3.7. Другие модули 107

Глава 4. Обработка литохимических данных 108

4.1. Модульные диаграммы 108

4.2. Выбор подходящей диаграммы 110

4.3. Базовые диаграммы (Na_2O+K_2O)–ГМ и НКМ–ГМ 116

4.4. Диаграмма ГМ–ТМ 120

4.5. Диаграмма с АМ вместо ГМ. 124

4.6. Диаграмма с ФМ вместо ГМ. 127

4.7. Диаграмма с заданной корреляцией. 131

4.8. Редкие типы диаграмм 136

4.9. «Модульные спектры» Г. В. Ивенсен. Модульные кривые 139
4.10. Литохимический стандарт ЮК 141
Глава 5. Литотипы и хемотипы: проблема информативности 142
5.1. Итеративная процедура М ⇒ Т 142
5.2. Примерное совпадение хемотипов с литотипами 144
5.3. Неполное совпадение хемотипов с литотипами 172
5.4. Проблема границ таксонов: от назначения к поиску 189
5.5. Литохимические миражи: состав осадочных формаций 194
Краткие выводы 200
Глава 6. Краткая характеристика основных таксонов 202
6.1. Силиты 202
6.2. Сиаллиты 206
6.3. Сиферлиты 214
6.4. Гидролизаты 217
6.5. Магнезиальные «псевдоосадочные» породы 232
6.6. Алкалиты 243
6.7. Карбонатолиты 252
6.8. Фосфатолиты 259
6.9. Эвапориты 266
6.10. Кахитолиты 275
6.11. Микстолиты 276
ЧАСТЬ II. ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ЛИТОХИМИИ 283
Глава 7. Диагностика пирогенной примеси 286
7.1. Туффоиды, их роль в стратисфере и проблемы распознавания .. 286
7.2. Камуфлирование и дифференциация свежей пирокластики ... 290
7.3. Аллохимическое изменение пирокластики 294
7.4. Улики присутствия эксгалятивного материала 307
7.5. Диагностика петрогенной вулканокластики 310
7.6. Диагностика туффоидов разного состава (несколько примеров) 312
7.7. Трудные случаи диагностики (несколько примеров)..... 323
7.8. Диагностика вулканогенного материала в докембрийских метаморфических толщах 330
Краткие выводы 348
Глава 8. Геологическая эволюция гидролизатов 349
8.1. К дискуссии о древних корах выветривания: униформизм против эволюционизма..... 351
8.2. К вопросу о катархейских корах выветривания..... 355
8.3. Древнейшие коры выветривания позднеархейского и карельского возраста..... 359
8.4. Рифейские и вендские коры выветривания 372
8.5. Каолинит и его дериваты – улики гумидного выветривания ... 374
8.6. Накопление калия в красноцветных толщах – улика аридного выветривания..... 376
8.7. Глеевый процесс – ведущий тип дорифейского выветривания . 381
8.9. Краткие выводы 385
Глава 9. Геохимическая конвергенция гидролизатов 386
9.1. О конвергенции состава эндо- и экзогенных гидролизатов ... 386
9.2. Гидролизатные образования эндогенной природы 390
9.3. Апокоровые метагидролизаты 412

9.4. Метагидролизаты и алкалиты спорного генезиса 426
9.5. Диагностические признаки генезиса метагидролизатов 437
Краткие выводы 443
Литература 445
Указатель ключевых слов в названиях стратиграфических подразделений, литостратиграфических единиц, геологических и географических регионов 464
Именной указатель 472

Научное издание

Яков Эльевич ЮДОВИЧ,
Марина Петровна КЕТРИС

ОСНОВЫ ЛИТОХИМИИ

Утверждено к печати
Институтом геологии Коми НЦ УРО РАН

Редактор издательства Т. П. Жукова
Художник Л. А. Яценко
Технический редактор Е. Г. Коленова
Корректоры О. М. Бобылева, Л. М. Бова, О. Ю. Гуршева и Е. В. Торопова
Компьютерная верстка И. Ю. Илюхиной

Лицензия № 020297 от 23 июня 1997 г. Сдано в набор 11.04.2000.
Подписано к печати 27.11.2000. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 30.0. Уч.-изд. л. 34.4.
Тираж 600. Тип. зак. № 3166. С 234

Санкт-Петербургская издательская фирма «Наука» РАН
199034, Санкт-Петербург, Менделеевская лин., 1
nauka@aspid.nw.ru

Санкт-Петербургская типография «Наука» РАН
199034, Санкт-Петербург, 9 лин., 12