

А. Н. Неелов

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ

КЛАССИФИКАЦИЯ

МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ

ОСАДОЧНЫХ

И ВУЛКАНИЧЕСКИХ

ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

А. Н. НЕЕЛОВ

**ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
КЛАССИФИКАЦИЯ
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ
ОСАДОЧНЫХ
И ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОРОД**

3453



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980



Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., „Наука“, 1980. 100 с.

В предложенной классификации используется 9 параметров, учитывающих все главные породообразующие окислы. Градации каждого из параметров (в атомных количествах или в их отношениях) определены с учетом формационной принадлежности пород (классификационная петрохимическая сетка). Классификация вулканитов на группы базируется на параметре g (SiO_2/Σ всех компонентов), терригенно-глинистых пород - на параметре α (Al_2O_3/SiO_2), смешанных осадочных пород - на параметрах α и c (содержание в процентах и состав несиликатного остатка). Дальнейшее подразделение групп на подгруппы, классы, семейства, типы производится с учетом параметров: b ($FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO+CaO$); n (Na_2O+K_2O); $k = K_2O/Na_2O+K_2O$ и др. Кремнистые породы (силициты) классифицируются по содержанию в породе „избыточной“ SiO_2 и составу примеси.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами петрохимии и литолого-формационного анализа осадочных и вулканогенных образований и их метаморфизованных аналогов.

Лит. - 82 назв., ил. - 14, табл. 11.

Ответственный редактор д-р геол.-мин. наук Ю.М. Соколов

ВВЕДЕНИЕ

При региональном метаморфизме уже на его ранних стадиях в осадочных и вулканических породах постепенно исчезают важнейшие признаки их первичной природы. В первую очередь меняется минеральный состав пород и исчезают признаки осадочных и вулканических структур, а иногда и текстур. Уже в фации зеленых сланцев возникают сложности с определением первичного гранулометрического состава осадочных пород. Поэтому наряду с геологическими и минералогическими методами реставрации первичной природы метаморфических пород, базирующимися на изучении условий их залегания, характерных парагенезисов пород, реликтовых текстур и структур, а также аксессуарных детритовых минералов, важнейшее значение получают петрохимические и геохимические методы. Их использование в настоящее время ограничивается недостаточными еще знаниями в области петрохимии вулканических и особенно осадочных процессов и отсутствием достаточно детальных петрохимических классификаций этих категорий пород, отражающих специфику их составов в различных литолого-формационных обстановках.

Более полные эмпирические и экспериментальные данные накоплены к настоящему времени в области исследования петрохимии процессов магматической дифференциации вещества земной коры. Но и в этом случае особенности подобной дифференциации в различных геотектонических условиях требуют дальнейшего изучения.

Петрохимия процессов осадочной дифференциации земного вещества, обусловленной преимущественно экзогенными процессами, изучена значительно хуже, хотя именно экзогенные процессы справедливо рассматриваются в качестве ведущих в химической дифференциации верхних оболочек земной коры и образования силля (Синицын, 1972, и др.).

Совершенно недостаточно изучен химизм осадочных пород. В связи с этим обычно недооценивается роль химической гомогенизации вещества в процессах седиментации, хотя именно сочетание процессов осадочной дифференциации и гомогенизации вещества в областях конечной седиментации приводит к формированию типичных для определенных палеотектонических и палеогеографических условий осадочных пород и их парагенезисов. Одним из главных механизмов гомо-

генизации является неоднократное переотложение осадочного материала до его поступления в бассейны конечного захоронения.

Интересные данные в этом отношении были получены Гийюли с соавторами (Gilluly e.a., 1970). На основании подсчета объемов осадков и вулканитов на территории США и в примыкающих акваториях ими было показано, что не более 10-15% осадочного материала, поставляемого с территории США в области современной седиментации, можно рассматривать в качестве первичного, т.е. связанного непосредственно с эрозией кристаллических образований земной коры. Остальные 85-90% являются переотложенными более древними осадками. Они утверждают далее, что „геологическая летопись отчетливо свидетельствует о существовании такой диспропорции между „первичноотложенными“ и переотложенными осадками в течение всего фанерозоя“. Если же учесть, что многие докембрийские кристаллические комплексы в свою очередь несут на себе следы осадочной дифференциации и гомогенизации, то роль „первичноотложенных“ осадков будет еще меньше.

Важную роль в гомогенизации земного вещества в процессе седиментации наряду с его неоднократным переотложением играет „фоновый“ (карбонатный, глинистый и т.п.) и вулканокластический материал, примесь которого приводит к образованию смешанных обломочно-хемогенных, обломочно-биогенных пород и разнообразных туффитов.

Неоднократно повторяющиеся в геологической истории парагенезисы осадочных пород специфического для различных палеотектонических и палеогеографических условий минерального и химического состава подтверждают важную роль процессов гомогенизации в формировании осадочных парагенезисов. Геохимическое изучение таких парагенезисов в конечном итоге может заложить основы формационно-петрохимической классификации осадочных пород, которая позволит более корректно подойти к исследованию литологических особенностей метаморфических образований, в том числе и докембрийских.

В верхних оболочках Земли имеет место непрерывный и сложный кругооборот вещества, общий механизм которого определяется взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов и приводит в конечном итоге к формированию разных типов земной коры. Важным звеном в этом кругообороте являются метаморфические образования, в составе, текстурах и минеральных парагенезисах которых наиболее полно фиксируется длительная эволюция земного вещества.

Специфика составов земных магматических пород, включая и самые древние, по сравнению с лунными (см. с. 21), является важным подтверждением значительно более далеко зашедшей дифференциации („зрелости“) верхних слоев Земли (включая, видимо, всю литосферу), для геологической стадии которой характерно „существование“ литосферы, гидросферы и атмосферы. Это положение подтверждается и тем обстоятельством, что среди наиболее глубоких (формирующихся при давлениях 11-13 кбар) и древних образований, выступающих на дневную поверхность, широко представлены

метаосадочные породы, в том числе и сильно дифференцированные (включая кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, мраморы, доломиты и т.п.). Разнообразен также и состав магматических пород (в том числе метавулканитов), отражающий в определенной степени характер дифференциации и „зрелость“ глубинного вещества, их породившего.

Физические (плотностные) и химические характеристики пород земной коры, таким образом, несут важную информацию об их генезисе и дальнейшей эволюции. Изучение этих характеристик в метаморфических породах докембрийских комплексов может дать дополнительные сведения об их генезисе и с той или иной детальностью восстановить последовательность изменения термодинамических условий, в которых происходило их дальнейшее преобразование на разных стадиях эволюции земной коры.

Параллельное изучение осадочных и магматических образований и их метаморфических аналогов позволит, по-видимому, более глубоко понять взаимосвязь эндогенных и экзогенных процессов и выявить их относительную роль в формировании литосферы. Одним из важных инструментов такого изучения являются петрохимические методы, базирующиеся на петрохимических классификациях осадочных и вулканических пород. Рассмотрению возможного варианта таких классификаций, построенных на единых принципах и отражающих формационные особенности осадочных пород и вулканитов, посвящена настоящая работа. Более кратко в ней рассматриваются специальные вопросы использования петрохимических методов при литолого-формационном изучении метаморфических комплексов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

До последнего времени классификации отдельных генетических групп пород строятся на различных принципах. Так, для изверженных пород важнейшими классификационными признаками являются условия их образования, характер залегания, минеральный и химический состав и структура, для осадочных пород — генезис, гранулометрический и минеральный состав и в меньшей степени химизм. Классификации, основанные на химизме, распространяются лишь на отдельные генетические группы пород (например, вулканы, гранитоиды, глины и т.п.) и преследуют конкретные петрологические цели, и в частности изучение процессов магматической дифференциации, явлений метасоматоза и т.п.

Петрохимическая классификация осадочных пород была предложена Голдшмидтом (V.M. Goldschmidt, 1937 г.). Позднее она была несколько модифицирована Ранкама и Сахама (Rankama, Sahama, 1950). Эта систематика построена на выделении пяти главных составных частей осадочных пород: 1 — Si, 2 — Al, Si (K), 3 — Fe, 4 — Ca (Mg), 5 — (Ca); Na, (K), (Mg), — соотношения между которыми определяют принадлежность пород к тому или другому петрохимическому классу. Ранкама и Сахама добавили шестую группу, объединяющую C, Fe²⁺, Mn²⁺ и S и характеризующую породы, формирующиеся в условиях повышено восстановительной среды.

Более широкое распространение получила классификация Мейссона (B. Masson, 1952 г.), основанная на количественных соотношениях трех основных компонентов осадочных пород: 1) свободного кремнезема (SiO₂), 2) карбоната (CaCO₃ + MgCO₃) и 3) условного глинистого компонента (R₂O₃ · 3SiO₂ · xH₂O) (рис. 1). В модифицированном виде она была использована американскими геологами при сборе и систематизации данных химических анализов осадочных пород (Chemical composition..., 1967). По содержанию трех главных компонентов выделяется три категории осадочных пород, вес. %: нормальные (сумма трех компонентов > 90), смешанные (сумма 90–50) и специализированные (сумма < 50). Каждая из этих категорий

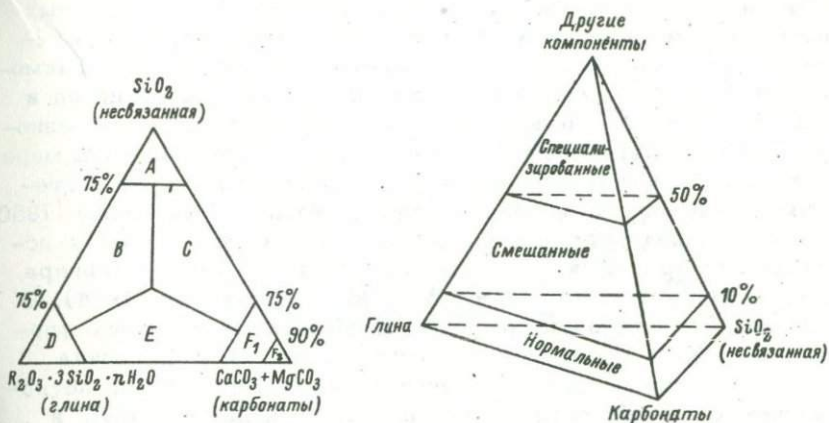


Рис. 1. Петрохимические категории и группы осадочных пород по Мейсону (В. Masson, 1952 г.).

Группы: А - силицитовая (более 75% несвязанной SiO_2); В - смешанная силицит-глинистая (менее 75% как несвязанной SiO_2 , так и глинистого компонента, но каждого из этих компонентов больше, чем карбоната); С - смешанная силицит-карбонатная (менее 75% как несвязанной SiO_2 , так и карбоната, но каждого из этих компонентов больше, чем глинистого); D - глинистая (более 75% глинистого компонента); Е - смешанная глинисто-карбонатная (менее 75% как глинистого, так и карбонатного компонентов, но каждого из них больше, чем несвязанной SiO_2); F - карбонатная (карбоната более 75%) с подгруппами F_1 (обычные карбонатные породы) - карбоната от 75 до 90%, F_2 (чистые карбонатные породы) - карбоната более 90%.

разделяется на более дробные петрохимические группы. Например, категория специализированных пород включает следующие группы: 1) H_k - каолиноподобные глины с кремнистым модулем ($\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$, вес.%) от 1.768 до 1.178; 2) H_a - высокоглиноземистые глины с кремнистым модулем от 0.1178 до 0.371 (при равном содержании каолина и окислов алюминия); 3) H_b - бокситы и бокситсодержащие глины с кремнистым модулем $< 0,371$; 4) N_a - каменная соль; 5) G - гипс; 6) S - натровые и магнезиальные сульфаты, кальциевые сульфаты, азотсодержащее вещество; 7) P - фосфориты; 8) Fe - железистые породы; 9) Mn - марганецсодержащие породы. К дополнительным характеристикам относится также отношение кальцита к доломиту в карбонатных и смешанных породах.

Достоинства и недостатки этих классификаций рассмотрены Петтиджоном (Pettijohn, 1957).

Развитие формационного направления в изучении осадочных и вулканогенно-осадочных парагенезисов, далеко продвинувшегося особенно за последние десятилетия, привело к необходимости выявления более тонких петрохимических отличий пород и их серий, которые отражали бы специфику петрогенеза в разнообразных палеотектонических обстановках. В определенной мере эта тенденция нашла отражение уже в петрохимической систематике изверженных пород, предложенной А.Н. Заварицким (1950). Но более последовательно принцип выделения естественных ассоциаций изверженных пород проводится в работах Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) и особенно Ю.А. Кузнецова (1964). В последние годы специальному петрохимическому изучению формации базальтов была посвящена монография В.А. Кутюлина (1972). Опыт классификации магматических формаций по петрохимическим и морфологическим признакам предложен Н.Л. и Г.Л. Добрецовыми (1972). Специально вопросы петрохимии магматических и метаморфических формаций были рассмотрены А.А. Маракучевым (1973). Более полно учитываются формационные особенности вулканитов в упрощенной классификации, предложенной Мидлмостом (Middlmost, 1972) и рядом других авторов.

В отношении петрохимии осадочных формаций важные результаты были получены в процессе сравнительного изучения осадков Русской платформы и Кавказа (Ронов, Хлебникова, 1957; Ронов и др., 1963; А.А. Мигдисов, 1963 г.; А.Б. Ронов, 1964 г.; Сравнительная геохимия..., 1965). Детализированы петрохимические классификации отдельных групп осадочных пород, в том числе глин (Ронов, Хлебникова, 1957, и др.), песчаников (Pet-tijohn, 1963; Шванов, 1974), кремнистых пород (Осадкообразование..., 1968) и т.п.

Интересной представляется попытка Деляроша и Рубо (De la Roche, Roubault, 1968) разработать единую петрохимическую систематику вулканитов и осадочных пород. На предложенной ими диаграмме (рис. 2) нанесены поля и тенденции эволюции составов вулканических и осадочных серий, обусловленные дифференцированным геохимическим поведением Na, K и Al в магматических и осадочных процессах. Авторы особенно подчеркивают значение петрохимических данных для восстановления „палеофаций“ и „палеотектонических структур“ в областях сложенных метаморфическими образованиями.

Даже этот краткий и далеко не полный обзор исследований по петрохимии различных генетических групп пород свидетельствует о все возрастающем интересе к этой проблеме. Не вызывает сомнений, что дальнейшее изучение магматических, осадочных и метаморфических процессов в их взаимосвязи потребует накопления и обобщения большого объема петрохимических данных. Уже сейчас отчетливо обозначаются три главных тенденции в петрохимических исследованиях. Первая из них — это расширение и углубление петрохимии осадочных пород и их

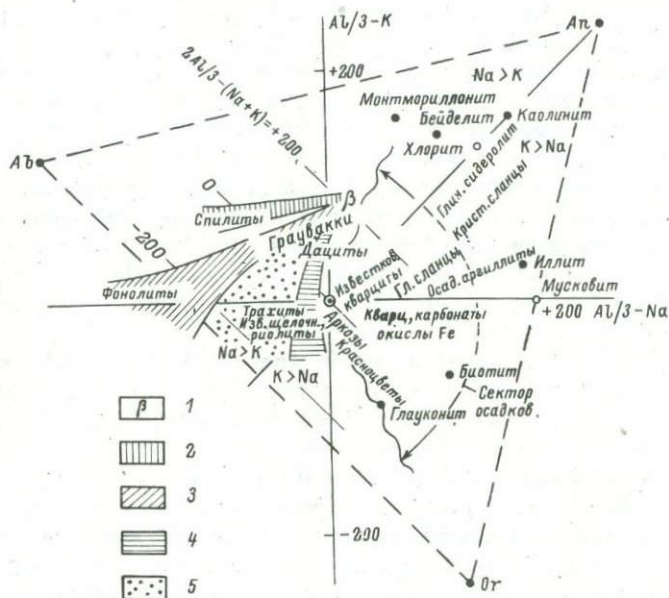


Рис. 2. Поля составов и тенденции эволюции химизма вулканических и осадочных серий, обусловленные дифференцированным поведением натрия, калия и алюминия в магматических и осадочных процессах по Делярошу и Рубо (De la Roche, Rou-bault, 1968).

Поля составов: 1 - базальтов, 2 - спилитов, 3 - вулканитов щелочно-натрового атлантического типа (и соответствующих щелочных интрузивных пород), 4 - вулканитов известково-щелочного тихоокеанского типа (и известково-щелочных интрузивных пород), 5 - вулканитов промежуточного типа (и интрузивных пород того же состава).

естественных парагенезисов. Еще в мае 1950 г. на организационной конференции по разработке проекта обработки и систематизации химических анализов осадочных пород в Институте Карнеги (Вашингтон) подчеркивалось, что «данные по химическому составу осадочных пород могут иметь то же значение, что и данные по химизму изверженных образований, которыми мы пользуемся уже несколько десятилетий».

Вторая тенденция заключается в расширении комплексного изучения химизма разных генетических групп пород с целью выявления связей между экзогенными и эндогенными процессами

ми. Наконец, третья тенденция отражает необходимость создания основ петрохимии геологических формаций.

Тем не менее до сих пор универсальной петрохимической классификации горных пород, удовлетворяющей целям формационного анализа, еще нет. Это, ограничивает возможности сравнительного петрохимического анализа в области петрологии магматических и особенно осадочных процессов. Еще большие трудности возникают в связи с этим при литолого-формационном изучении метаморфических образований, для которых использование других важнейших критериев (гранулометрический и минеральный состав, структуры и т.п.) существенно ограничено или вообще невозможно.

Важнейшие задачи предлагаемой классификации можно кратко сформулировать следующим образом. Она должна: а) расширить возможности более корректного петрохимического сравнительного анализа пород. Достигается это существенной детализацией петрохимических подразделений пород и учетом в той или другой форме всех главных породообразующих элементов; б) наиболее полно отражать главные тенденции эволюции вулканических и осадочных процессов в земной коре, что определяется выбором главных петрохимических характеристик; в) учитывать установившиеся в геологической литературе границы между главными петрохимическими подразделениями пород и в то же время максимально отражать литолого-формационные особенности каждой из групп пород. С этой целью был выполнен многократный попарный сравнительный петрохимический анализ главных формационных типов пород и их естественных серий, что позволило заложить в классификацию информацию об условиях образования пород, содержащуюся в их химическом составе; г) быть пригодной для петрохимических литолого-формационных исследований метаморфических образований. С этой целью все анализы были пересчитаны на сухое вещество (за вычетом углекислоты, входящей в состав карбонатов и силикатов), а при выборе петрохимических характеристик исключались параметры, отражающие минеральный состав пород, так как в метаморфических породах он является функцией термодинамических условий.

При разработке классификации использовались анализы неметаморфизованных или сравнительно слабо метаморфизованных пород фанерозойских и некоторых докембрийских комплексов, первичная природа которых и формационная принадлежность определялась более или менее однозначно. Все петрохимические характеристики выражены в атомных количествах или в отношениях атомных количеств.

Основой классификации является петрохимическая сетка составов (рис. 3), включающая 9 петрохимических характеристик ($g, b, m, f, a, t, n, k, c$), которые определяют полный состав пород и их принадлежность к соот-

s	b	m	f	a	t	n	k	c = $\frac{\sum c_i}{\sum c_i} \cdot 100, \%$			
SiO ₂	FeO+Fe ₂ O ₃	MgO	FeO+Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O+Na ₂ O	K ₂ O	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	FeCO ₃	
Σ без нарм.	MnO+MgO+CaO	MgO+CaO	b	SiO ₂	Al ₂ O ₃		N ₂ O+Na ₂ O				
1	d ₅	2		a ₅ 12.00 $\frac{2}{1}$				k ₅	c ₅ ^c	c ₅ ^d	c ₅ ^s
0.1	2.00	0.90	f ₅	8.00			0.45	0.30	90		
s ₉ 2	2	m ₈		2.00	b ₈						
0.2	b ₉ 1.00	1	0.80	a ₅	2		0.40		c ₅ ^c	c ₅ ^d	c ₅ ^s
3		1	0.75				0.375	n ₄			
0.3	0.80		f ₄	1.00			0.35				
s ₁ 1		4	m ₅ 2	0.95 $\frac{1}{2}$				k ₄			
0.37				0.70	t ₅				c ₄ ^c	c ₄ ^d	c ₄ ^s
2'	0.60						0.30	0.60			
0.42	1	3	0.58	a ₄	1						
0.44	2	3	0.55								
0.47	3	2	f ₃								
s ₂ 0.50	0.53	2	m ₄ 0.50	0.50	0.50	0.250	n ₃	k ₃			
4	0.40	1	0.45								
0.54	1	1	0.45		3	3					
s ₃ 0.58	2	3	m ₃	0.42	0.42	0.42	0.21	0.47			
0.603	3	3	0.38	0.40	2	2			c ₃ ^c	c ₃ ^d	c ₃ ^s
0.63	1		f ₂ 2	0.36	2	t ₄					
0.68	2	2	0.30	a ₃ 0.33 $\frac{1}{2}$	0.150	n ₂ 2	0.17	2			
s ₄ 0.72	b ₂ 0.32	m ₂ 0.30	0.30	0.30	0.150	0.13	0.26	25			
3	0.26	1	0.24	a ₁ 0.20 $\frac{1}{2}$	0.185	1	0.13	1			
0.80		1	0.20	0.23	2	t ₃ 0.100	0.10	0.20			
s ₅	0.15	2			4	0.075	2	2	c ₂ ^c	c ₂ ^d	c ₂ ^s
0.90		2	m ₁ 0.10	f ₁	a ₀	3	0.07	10			
1	d ₁	1			0.06	2	0.025	1	c ₁ ^c	c ₁ ^d	c ₁ ^s
s ₅ 0.96	0.04	1			0.06	2	0.025	1			
0.99	1			0.02	7	t ₁					

Рис. 3. Классификационная петрохимическая сетка составов вулканических и осадочных (силикатных, несилкатных и смешанных) пород по А.Н. Неелову (1977).

ветствующим петрохимическим подразделениям. Представляется целесообразным выделение следующих подразделений в порядке соподчиненности: категория, надгруппа, группа, подгруппа, класс, семейство, подсемейство и тип. Наиболее крупные подразделения – категории – объединяют генетически родственные породы. В предлагаемой классификации рассматриваются в основном три категории пород: вулканыты, осадочные породы силикатного состава и осадочные породы несилкатного и смешанного состава. К последним относятся породы с $c > 10\%$ (т.е. породы, содержащие более 10% карбонатов, окислов железа, марганца и некоторых других несилкатных компонентов). В осно-

ве дальнейшего подразделения каждой категории пород* лежат различные петрохимические параметры. Для вулканитов это традиционный параметр S , отражающий содержание в породе SiO_2 , для силикатных осадочных пород - параметр α (глиноземистый модуль), а для несилкатных и смешанных осадочных пород - параметр C , отражающий содержание несилкатного материала (в ат. %) и его состав.

Графически составы пород могут быть изображены непосредственно на петрохимической сетке составов линией, соединяющей соответствующие значения петрохимических характеристик породы (одна из разновидностей вариационных диаграмм). Сравнительный анализ составов пород может производиться и на любых других простейших диаграммах, в качестве координат которых в зависимости от задач анализа могут быть выбраны любые петрохимические параметры. Одной из наиболее удобной из них нам представляется диаграмма αb , связывающая глиноземистый модуль с общей меланократовостью породы. На этой диаграмме с помощью коэффициентов C и S могут быть нанесены поля составов надгрупп и групп всех трех рассматриваемых категорий пород. Диаграмма позволяет анализировать эволюционные тенденции эндогенного и экзогенного петрогенеза в их тесной взаимосвязи. Возможности такого анализа значительно расширяются, если на этой же диаграмме с помощью параметров n , k , m и t уточнить принадлежность составов пород к определенным классам, семействам и типам. Эти параметры составов пород изображаются в виде векторов (рис. 4).

Краткая характеристика параметров классификационной петрохимической сетки. Параметр S отражает насыщенность породы кремнеземом ($S = SiO_2$ ат. кол. / Σ всех компонентов, ат. кол.). Для категорий осадочных пород несилкатного (карбонатного) и смешанного состава дополнительно дается характеристика S' , определяющая насыщенность силикатного остатка породы кремнеземом [$S' = SiO_2 / (\Sigma \text{ всех компонентов} - 2CO_2)$]. По параметру S породы подразделяются на 7 надгрупп (рис. 3). Каждая из них объединяет несколько групп. В интервале значений от S_1 до S_4 этот параметр является определяющим при классификации вулканитов, характеризуя их петрохимические надгруппы и группы. Границы между надгруппами и группами соответствуют в основном общепринятым подразделениям вулканитов по содержанию SiO_2 , только для базальтоидов вместо одной группы предлагается выделять три, что имеет существенное значение при определении их формационной принадлежности.

* Категории интрузивных и метасоматических пород в классификацию не включены, так как систематика их представляет собой особую и весьма трудоемкую работу, выполнение которой требует постановки специальных исследований.

В генетическом отношении параметр S отражает одну из важнейших тенденций эволюции вулканитов от основных к кислым.

П а р а м е т р b определяет „общую меланократовость пород“ (включая CaO в составе полевых шпатов, так как не во всех фациях метаморфизма кальциевые полевые шпаты устойчивы, что в первую очередь относится к фациям зеленых сланцев и к эклогитовой), ат.кол.:

$$b = Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO.$$

Для слабоизвестковистых ($S < 10\%$) и смешанных пород определяется общая меланократовость их силикатной части, ат.кол.:

$$b' = Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO - CO_2.$$

На параметре b основано разделение вулканитов и других категорий пород на подгруппы.

Важное значение характеристика b может иметь при изучении метапелитов смешанного состава, подвергшихся при метаморфизме декарбонатизации. Максимальная величина b в нормальных силикатных пелитолитах (аргиллитах, сиаллитах) определяется составом слагающих их глинистых минералов. На рис. 4 в поле пелитолитов на этом основании нанесена линия, ограничивающая поля составов глинистых минералов со стороны максимальных для них значений b . Эта линия, которую можно назвать „глинистым порогом“, разделяет поля нормальных и разубоженных пелитолитов, расположенных влево от порога, и пелитолитов, обогащенных карбонатами, окислами железа, марганца, а также алюминия и титана (правее и выше порога). Обогащение пород Al и Ti рассматривается при обсуждении параметра α . Повышенные же содержания Ca , Mg , Fe и Mn в пелитолитах могут быть обусловлены: а) одновременным с седиментацией или диагенетическим обогащением осадков окислами железа и марганца (так как существенная примесь обломочных железистых и марганцовистых минералов для обычных глин не характерна) или б) примесью карбонатов Ca , Mg , Fe и иногда Mn . Второй путь, судя по широкому распространению смешанных глинисто-карбонатных отложений, является определяющим в процессах седиментации. Не случайно поэтому изолинии содержания в породах карбонатов (C) на диаграмме αb субпараллельны оси ординат и тем самым характеризуют почти прямолинейную зависимость b от C для смешанных карбонатно-глинистых осадков.

При изучении метапелитолитов, таким образом, можно приближенно определять степень декарбонатизации пород (с нормальной железистостью) и устанавливать примерный первичный состав осадка. Степень декарбонатизации пропорциональна удалению точки составов вправо от „глинистого порога“ и может

быть определена непосредственно по диаграмме или вычислена по уравнению

$$d = \frac{(b_n - CO_2) - b_{г.п}}{b_n - b_{г.п}} \cdot 100 \text{ (в \%)},$$

где d - степень декарбонатизации, %; b_n - величина b для исследуемой породы; $b_{г.п}$ - величина b на глинистом пороге в точке, соответствующей параметру α исследуемой породы. Для определения приближенного первичного состава осадка оценивается по разности $(b_n - CO_2) - b_{г.п}$ количество CO_2 , потерянное породой при метаморфизме. Это количество суммируется с CO_2 , определенной химическим анализом (если она присутствовала в породе). По содержаниям CaO , MgO и FeO определяется возможный состав карбоната, и эквивалентные содержанию CO_2 атомные количества соответствующих окислов включаются в состав карбоната. Петрохимический тип силикатного остатка определяется обычным путем по петрохимической сетке.

В породах с повышенной железистостью может быть избыток окислов железа, не вошедших в карбонат и превышающих возможные содержания их в силикатах. Это свидетельствует о присутствии в породе свободных окислов железа, что характерно большей частью для железистых латеритов.

Причины вариации величины b в обломочных породах более разнообразны (состав обломков, разные виды цемента, в том числе карбонатного и железистого, обогащение пород минералами железистой фракции и т.п.). Анализ этих вариаций требует более индивидуального и осторожного подхода, но для обычных „гомогенизированных“ обломочных осадков рассмотренный выше метод реставрации первичного химического состава декарбонатизированных пород и разделение их на составные части могут дать удовлетворительные результаты.

Параметры m , f и в необходимых случаях mn являются дополнительными к характеристике b . Они определяют содержание в породах Ca , Mg , Fe и Mn и выражаются в отношениях атомных количеств:

$$m = \frac{MgO}{MgO + CaO}; \quad f = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO}{b}; \quad mn = \frac{MnO}{b}.$$

В породах смешанного состава вычисляются параметры m' и f' , характеризующие их силикатную часть:

$$m' = \frac{MgO - CO_2^{Mg}}{(MgO + CaO) - (CO_2^{Ca} + CO_2^{Mg})}; \quad f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO - CO_2^{Fe}}{b'}$$

где CO_2^{Mg} , CO_2^{α} и CO_2^{Fe} - атомные количества CO_2 , эквивалентные количествам MgO , CaO и FeO , входящих в состав карбоната.

Эти характеристики имеют важное значение для систематики смешанных и несиликатных категорий пород и являются определяющими для некоторых типов вулканитов.

Параметр α , или глиноземистый модуль ($\alpha = \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$), используется в качестве определяющего при выделении надгрупп и групп в категории осадочных силикатных пород. Этот параметр отражает два ведущих механизма химической дифференциации в осадочном процессе. Первый из них непосредственно связан с процессами химического выветривания, их интенсивностью и завершенностью в различных типах литогенеза. Им определяется поступление в область седиментации осадочного материала различной зрелости.

Второй механизм реализует существенные различия минеральных зерен разного состава по твердости и устойчивости к физическому измельчению при процессах дезинтеграции и переноса. Различные гранулометрические фракции осадочного материала уже в силу этих причин приобретают резкие различия по химическому составу. Дальнейшая гранулометрическая дифференциация осадочного материала при неоднократном переотложении приводит к еще большей контрастности химизма конечных продуктов: песчаников, алевролитов и глин.

В первую очередь это выражается в закономерном уменьшении глиноземистого модуля от пелитов к псаммитам. Эмпирически определенные границы между пелитами и алевролитами и алевролитами и псаммитами по параметру α выражаются соответственно величинами около 0.300 и 0.230. Важно подчеркнуть при этом, что, несмотря на существенные различия в химизме песчаников, алевролитов и глин, образовавшихся в условиях разных типов литогенеза, перекрытия границ между ними, определенных по параметру α , не наблюдается. Это свидетельствует о ведущей роли гранулометрической химической дифференциации осадочного материала (Неелов, 1972) по сравнению с химической дифференциацией, обусловленной типом литогенеза (или литогенетической).

Исключения из этих закономерностей могут представлять некоторые очень слабо отсортированные песчано-глинистые, алевроито-глинистые породы и некоторые туфогенные образования среднего и основного состава, но в водоемах конечного захоронения подобные породы встречаются не так уж часто. Кроме того, специфические структуры, характерные для таких образований, парагенезисы пород, акцессорные минералы - все это может оказать помощь в их диагностике.

Мы не случайно более детально остановились на обсуждении этих вопросов, так как возможность использования химического состава для определения первичного гранулометрического

состава полностью перекристаллизованных метаосадочных силикатных пород открывает новые перспективы в литолого-формационном изучении метаморфических комплексов.

Не менее важное значение имеет параметр α как показатель степени химической дифференциации осадочного материала, отражающий условия седиментации и тип литогенеза. При этом нужно иметь в виду, что большей частью в отобранных для анализа образцах метааргиллитов присутствует примесь алевролитового и псаммитового материала в рассеянном виде или в тонких слоях и линзочках, что несколько занижает значения параметра α по сравнению с чистыми глинами или глинистыми фракциями осадков алевропелитового или псаммит-пелитового состава.

При изучении вулканитов параметр α также является в ряде случаев важным показателем особенностей магматической дифференциации. Он существенно возрастает в субщелочных, щелочных и некоторых известково-щелочных сериях.

П а р а м е т р t - титанисто-глиноземистый модуль: $t = \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (ат. кол.). Эта петрохимическая характеристика имеет диагностическое значение для некоторых типов - ультраосновных и основных вулканитов (платформенные меймечиты, кимберлиты, океанические базальты, некоторые дифференциаты траппов древних платформ и др.), а также для осадочных пород, обогащенных титанистыми минералами. В большинстве же осадочных и вулканических пород отмечаются сравнительно небольшие колебания величины t , а сама она не превышает 0.050.

П а р а м е т р n - общая щелочность пород: $n = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (ат. кол.). Эта характеристика наряду с параметрами s и b является важным показателем степени и условий дифференциации вулканитов и осадочных пород, что позволяет использовать ее для подразделения групп вулканитов и осадочных силикатных пород на классы. В каждой из групп выделены малощелочные ($n < 0.10$), умереннощелочные (0.10-0.21), щелочные (0.21-0.30) и суперщелочные ($n > 0.30$) классы пород (рис. 3).

П а р а м е т р k уточняет характеристику общей щелочности в отношении содержания калия и натрия [$k = \text{K}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$]. Он наиболее значимо отражает различия палеотектонических условий, в которых проявлялись процессы магматической и осадочной дифференциации, и поэтому используется для дальнейшего подразделения классов на семейства. Такие семейства обычно группируются в естественные ассоциации пород (формации и фации) или в дифференционные серии. По параметру k в классах могут быть выделены следующие семейства: высоконатровые ($k < 0.10$), натровые (0.10-0.20), кали-натровые (0.20-0.41), натрий-калиевые (0.41-0.60), калиевые (0.60-0.75), высококалиевые (0.75-0.90) и суперкалиевые (> 0.90).

П а р а м е т р c включает характеристики состава несиликатных осадочных пород, а также выражает в атомных процен-

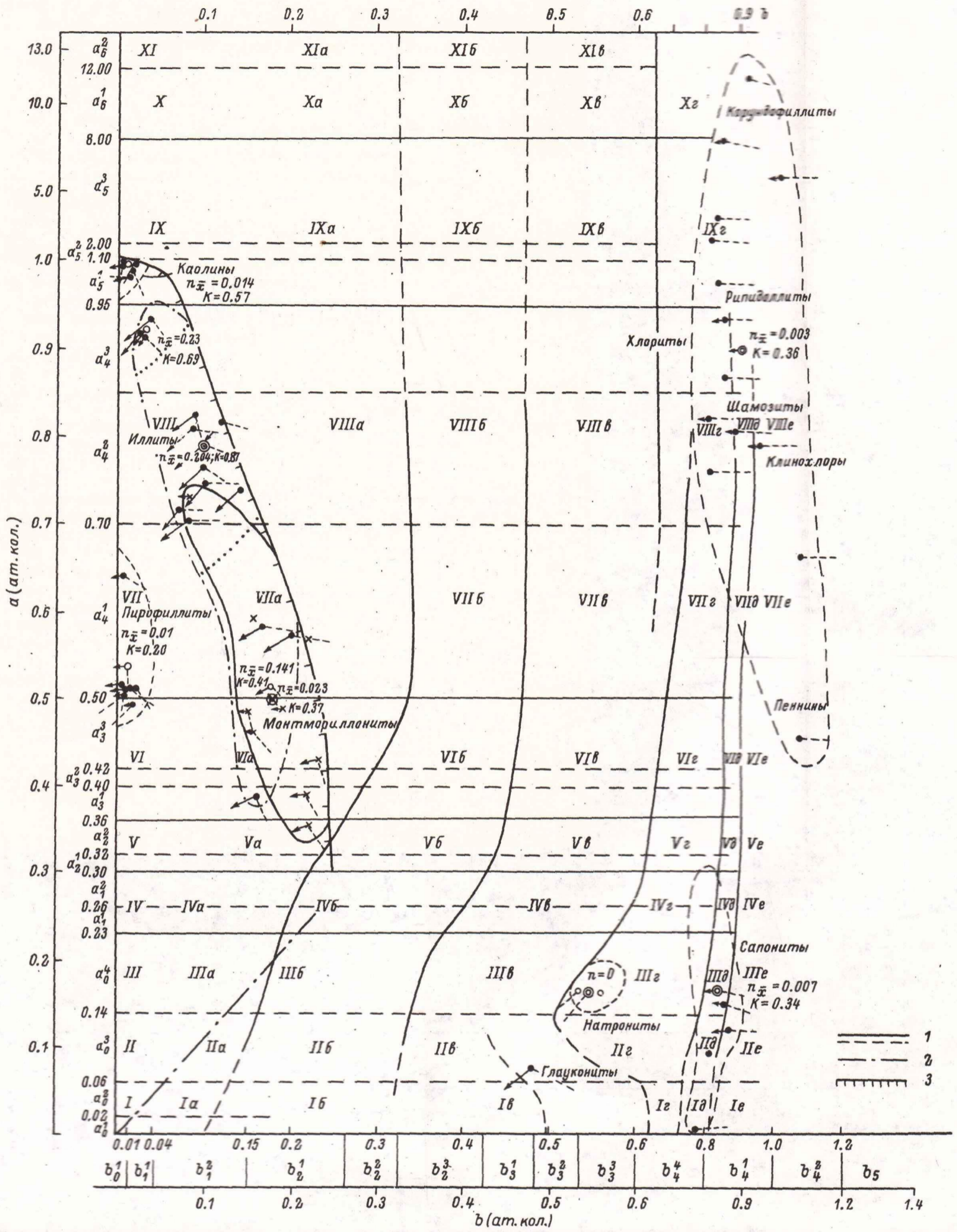


Рис. 4. Поля составов глинистых минералов на диаграмме ab (глиноземистый модуль - общая мелнократовость) по А.Н. Пеелову (1977).

Римскими цифрами с буквенными индексами обозначены поля составов осадочных пород (см. табл. 7, рис. 9); 1 - границы над-групп и групп; 2 - линия, примерно соответствующая $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) \approx 0$; 3 - глинистый порог.

3453



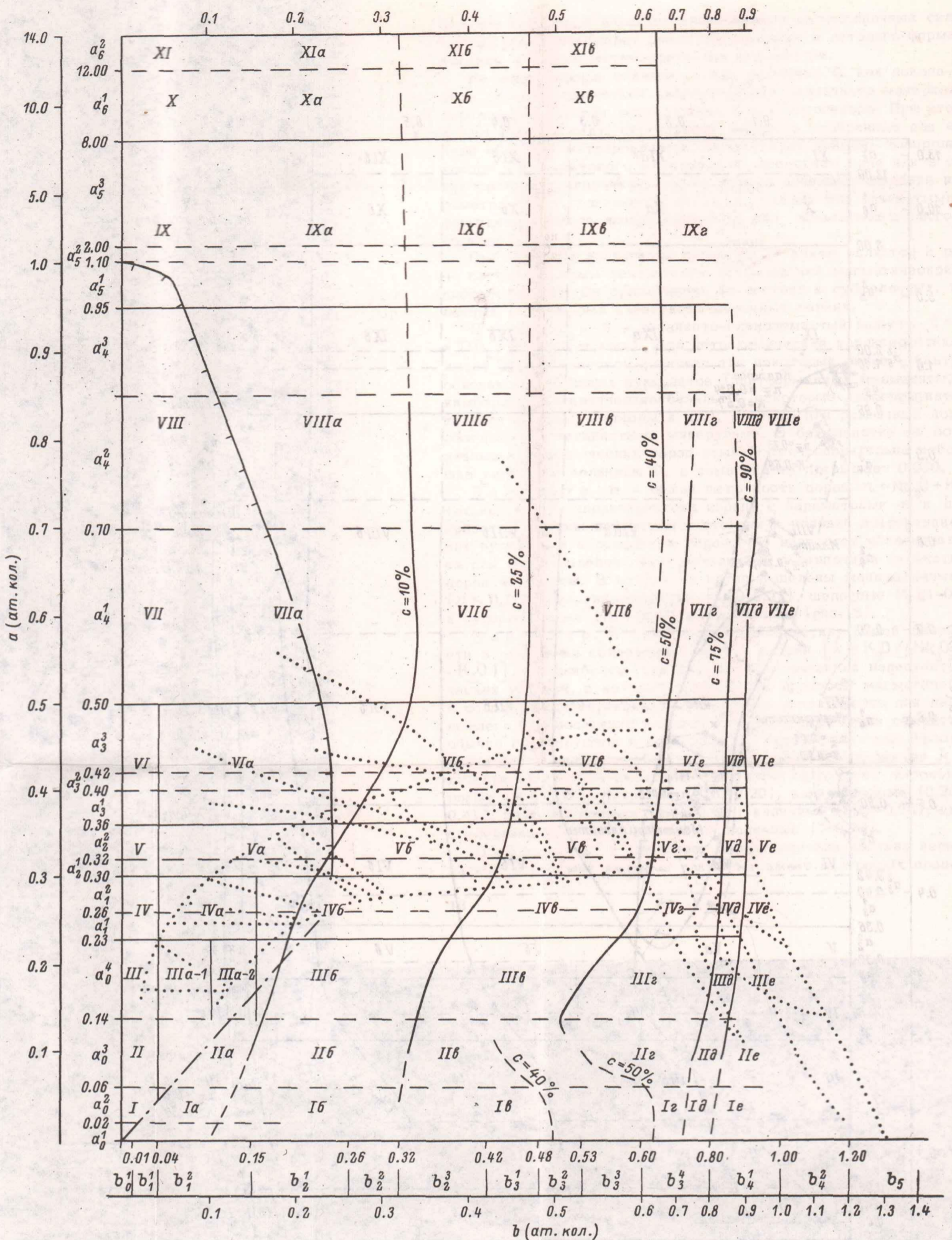


Рис. 9. Поля составов силикатных, смешанных и несиликатных категорий осадочных пород на диаграмме ab .

I - мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты, ультрасилициты: Ia - слабокарбонатистые (слабожелезистые), Ib - карбонатистые (железистые), Ic - карбонатные (высокожелезистые - джеспилиты), Id - песчаные карбонатолиты (с кварцем), ультрасилицитовые карбонатолиты, кварцево-железистые породы - "обогащенные джеспилиты", Ie - песчаные карбонатолиты, ультрасилицитистые карбонатолиты, Ie - карбонатолиты с примесью зерен кварца или слабокремнистые; II - олигомиктовые псаммитолиты, силициты: IIa - слабокарбонатистые (слабожелезистые), IIb - карбонатистые (железистые), IIв - карбонатные, карбонатно-железистые, IIг - песчаные карбонатолиты, IIд - песчаные карбонатолиты, силицитистые карбонатолиты, IIе - карбонатолиты с примесью олигомиктового песчаного материала или слабокремнистые; полимиктовые псаммитолиты: III - кислые туффиты, субсилициты, IIIa-1 - аркозы, субаркозы, IIIa-2 - полимиктовые, IIIб - граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава, IIIв - карбонатные и карбонатно-железистые, IIIг - песчаные карбонатолиты, IIIд - песчаные карбонатолиты, субсилицитовые карбонатолиты, IIIе - карбонатолиты с примесью песчаного и туфового материала; алевролиты: IV - олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты, IVa - полимиктовые алевролиты, IVб - граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые алевролиты, IVв - карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммитолиты, IVг - алевролитовые карбонатолиты, IVд - алевролитистые карбонатолиты, IVе - карбонатолиты с примесью алевролитового или глиноземистого псаммитового материала; V-Va - алевропелитовые аргиллиты, Vб - карбонатистые, железистые, Vв - карбонатные, Vг - мергели (умеренноглиноземистые), Vд - глинистые карбонатолиты (умеренноглиноземистые), Vе - карбонатолиты с примесью пелитового материала; субсиаллиты: VI - пиррофиллитовые, VIa - иллитовые, гидрослюдистые и др., VIб - карбонатистые, железистые, VIв - карбонатные, VIг - мергели (высокожелезистые), VIд - мергели субсиаллитовые, VIе - карбонатолиты с примесью субсиаллитового материала; VII - сиаллиты: VIIa - слабокарбонатистые, слабожелезистые, VIIб - карбонатистые, железистые, VIIв - высокожелезистые ($c = 25 \div 40\%$), VIIг - карбонатистые ($c = 25 \div 50\%$), VIIд - ферросиаллиты ($c > 40\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$), VIIе - мергели сиаллитовые, VIIд - сиаллитовые карбонатолиты, VIIг - карбонатолиты с примесью сиаллитового материала; IX - латериты: IXa - слабожелезистые, IXб - железистые, IXв - высокожелезистые ($c = 25 \div 40\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$), IXг - ферролатериты; X - латерит-бокситы: Xa - слабожелезистые, Xб - железистые, Xв - высокожелезистые ($c = 25 \div 40\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$), Xг - ферролатерит-бокситы; XI - бокситы: XIa - слабожелезистые, XIб - железистые, XIв - высокожелезистые ($c = 25 \div 40\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$).

тах содержание несиликатного материала (исключая свободные окислы Al и Ti) в смешанных осадочных породах. При изучении метаморфических пород мы обычно имеем дело с карбонатными породами, сложными карбонатами Ca, Mg и Fe, с железистыми и марганцовистыми породами и, наконец, значительно реже с отложениями, существенно обогащенными сульфидами, соединениями фосфора и углеродом.

В неизмененных осадках несиликатные осадочные породы и несиликатная примесь в смешанных породах имеют более разнообразный состав и включают эвапориты (NaCl , KCl , MgCl_2), карбонатные сульфаты, азотсодержащее вещество и т.п. В работе эти образования не рассматриваются, так как они не характерны для метаморфических толщ.

Наибольшим распространением в метаморфических образованиях пользуются карбонатные несиликатные породы и смешанные карбонатно-силикатные. В этом случае

$$C = \frac{2 \text{CO}_2, \text{ ат. кол.}}{\Sigma \text{ всех компонентов, ат. кол.}} \cdot 100 (\text{ в } \%).$$

К категории смешанных осадочных карбонатно-силикатных образований относятся породы с величиной C, меняющейся от 10 до 90%. По параметру C они подразделяются на надгруппы, а дальнейшая их систематизация производится с учетом составов как карбонатной, так и силикатной частей (табл. 7). Надгруппы несиликатных осадочных пород выделяются по химическому составу карбонатов или других их составных частей (окислов железа, марганца и т.п.). Более детально эти вопросы будут рассмотрены при описании петрохимических классификаций пород.

Завершая характеристику параметров классификационной петрохимической сетки, следует подчеркнуть, что предлагаемая сетка в зависимости от задач исследований позволяет производить сравнение и систематику пород на уровне любого петрохимического подразделения. Количество возможных петрохимических типов пород велико, но не безгранично, несмотря на большое количество параметров. Это обусловлено существованием функциональных зависимостей между главными параметрами, с одной стороны, и сравнительно широкими классификационными интервалами для каждой из характеристик — с другой. При необходимости эти интервалы могут быть расширены еще больше.

Введение классификационной петрохимической сетки представляется нам своевременным, так как сравнительный анализ пород и изучение петрологии магматических и особенно осадочных образований на основе сложных существующих классификаций, опирающихся на различные признаки, не является достаточно корректным и существенно ограничивает применение статистических методов анализа. При таком положении возможности исследования важных вопросов взаимосвязи эндогенных и экзогенных

процессов крайне ограничены, а метаморфические образования, слагающие преобладающую часть земной коры, по существу, исключаются из сферы петрохимических литолого-формационных исследований.

Несомненно также, что введение общей классификации с достаточно жесткими границами подразделений приведет в первое время к некоторым расхождениям с отдельными канонами классической петрологии, хотя при выборе границ мы пытались избежать этого. Но, к сожалению, даже в современных петрохимических работах авторы пользуются различными классификациями и достаточно свободно употребляют наименования пород. В качестве одного из многочисленных примеров можно привести спилиты, к которым разными авторами относятся породы с химическим составом, меняющимся от андезит-дацитового до базальтового или даже пикрито-базальтового.

Таким образом, унификация названий пород, возможная только на строго количественной петрохимической основе (хотя бы в виде индексов или типовых формул), должна сыграть положительную роль.

Вторым, но не менее важным обстоятельством является то, что развитие формационного направления требует более детальной и точной характеристики составов пород. Как уже показано В.А. Кутוליным (1972), понятие базальт, к примеру, представляется сейчас слишком общим и неопределенным. Оно не несет всей необходимой для формационного анализа информации. Возможности литолого-формационного петрохимического анализа осадочных и метаморфических пород еще более ограничены.

Это не исключает необходимости использования количественно-минералогических, морфологических и других классификаций при изучении некоторых конкретных проблем (исследования процессов магматической дифференциации, анализа минеральных парагенезисов метаморфических пород и многих других), но по возможности они должны быть увязаны с петрохимической систематикой, специальные задачи которой сформулированы в начале раздела.

Петрохимические формулы пород. Химизм пород, особенно при систематизации и обработке большого количества анализов удобно выражать в виде петрохимической формулы в соответствии с подразделениями петрохимических характеристик на сетке составов (рис. 3). В качестве примера ниже приведены формулы, выражающие состав изверженных и осадочных силикатных пород, а также осадочных пород смешанного карбонатно-глинистого состава.

Конкретный состав базальта южной группы Курильских островов выражается формулой (Эрлих, 1966)

$$S_{0.484} b_{0.454} (m_{0.38} f_{0.33}) a_{0.420} t_{0.036} n_{0.086} k_{0.14}$$

Принадлежность рассматриваемых базальтов к определенному петрохимическому типу вулканитов (классу, группе и надгруппе) определяется по петрохимической сетке, составов и выражается обобщенной формулой

$$s_2^3 b_3^1 (m_2^2 f_2^2) \alpha_3^2 t_2^1 n_1^2 k_1^2.$$

Принадлежность породы к категории вулканических пород отражена в формуле путем выделения параметра s жирным шрифтом. В соответствии с предлагаемой классификацией вулканитов порода относится к базальтам, малощелочным, натровым, высокоглиноземистым, высококальциевым, умереннотитанистым и умеренножелезистым. Базальты такого состава типичны для областей прогибов молодых островных дуг. Характеристики, не представляющие в конкретных случаях определяющего классификационного значения, могут в наименовании пород опускаться (в данном примере это умереннотитанистый и умеренножелезистый).

Конкретный состав известково-глинистого сланца ятулия Карелии выражается формулой (Соколов и др., 1970, табл. 8, анализ 2)

$$\frac{s_{0.492} b_{0.373} (m_{0.53} f_{0.21})}{s'_{0.586} b'_{0.227} (m'_{0.56} f'_{0.55})} \alpha_{0.338} t_{0.029} n_{0.090} k_{0.94} c_{16.2}^D,$$

где параметры s , b , m и f характеризуют общий (валовой) состав породы, а s' , b' , m' и f' - состав силикатной части породы. Петрохимический тип породы по классификационной петрохимической сетке может быть выражен формулой

$$\frac{s_2^3 b_2^3 (m_4^2 f_1)}{s_3^2 b_2' (m_5' f_3')} \alpha_2^2 t_2^1 n_1^2 k_5 c_2^D.$$

Выделенные жирным шрифтом параметры α и c определяют категорию пород как осадочную смешанную (карбонатно-силикатную) и позволяют относить ее к надгруппе карбонатисто-силикатных, группе доломитисто-силикатных, подгруппе доломитистых аргиллитов умеренноглиноземистых, умереннощелочных (класс), суперкальциевых (семейство), магниевых, железистых и умереннотитанистых. Первая часть характеристики породы относится к общему составу породы, а вторая, начиная с характеристики глиноземистости, - к ее силикатной части.

Примеры петрохимических формул других типов пород приводятся при описании систематики различных категорий пород.

Классификационная петрохимическая сетка (рис. 3) позволяет на единой основе дать классификации различных генетических категорий пород. Ниже рассматриваются классификации вулканитов, силикатных, несиликатных и смешанных пород. К настоящему времени наиболее полно изучены вулканиты. Для этой категории пород намечены основные тенденции связи химизма вулканитов с геотектоническими условиями их формирования. В значительно меньшей степени это относится к осадочным породам. Поэтому с накоплением нового целенаправленно собранного петрохимического материала, характеризующего формационную специфику вулканитов и осадочных пород, систематика их будет соответственно детализироваться и уточняться.

В качестве исходного материала для систематики вулканитов использованы опубликованные, большей частью статистически обработанные выборки химических анализов, относящиеся примерно к 250 геологическим объектам и охватывающие около 8 тысяч полных химических анализов. Геологические объекты характеризуют разные стадии формирования большинства известных геологических структур (или палеоструктур): талассократонов, островных дуг, складчатых систем альпийского, герцинского, каледонского и байкальского возраста, молодых и древних платформ, а также зон активизации на молодых и древних складчатых системах. В выборку попали вулканиты, имеющие возраст от четвертичного до раннедокембрийского. Степень метаморфизма их не превышает низких ступеней фации зеленых сланцев, поэтому их первичная вулканическая природа и палеотектоническая обстановка, отвечающая времени формирования вулканитов, могут быть определены.

Подборка петрохимических данных обеспечивает достаточно полную представительство вулканитов, относящихся к наиболее типичным и распространенным вулканическим сериям. Менее полно охарактеризованы сравнительно редкие вулканиты ультраосновного-щелочного состава.

Использованы материалы А.А. Адамяна (1973), А.Ф. Белоусова и др. (1969), М.А. Беридзе (1973), О.А. Богатикова (1974 г.), Б.А. Голдина и др. (1973), Н.Л. Добрецова и Г.Л. Добрецова (1972), Л.В. Дмитриева (1973 г.), А.Н. Заварицкого (1955), В.А. Заварицкого (1946.), Ю.А. Кузнецова (1964), В.А. Кутolina (1972), И.В. Лучицкого (1973), В.Л. Масайтиса (1970 г., 1973), Б.А. Марковского и В.К. Ротмана (1975), П.Г. Недашковского и А.М. Ленникова (1973), М.А. Петровой (1973), Г.Б. Рудника и др. (1972), Т.И. Фроловой (1973), В.С. Шарфмана (1968 г.), Э.Н. Эрлиха и др. (1966), Э.Н. Эрлиха (1973 г.), Хермана и др. (Herman e.a., 1974), Лю (Liou, 1974), Сидерика (Sideric, 1973), Уика и др. (H.B. Wiik e.a., 1973 г.) и др. По вулканитам акитканского комплекса Северного

Прибайкалья использованы химические анализы, подобранные М.М. Мануйловой.

В основе большинства петрохимических классификаций изверженных пород, и в том числе вулканитов, лежит параметр, отражающий их насыщенность кремнеземом. Этот параметр характеризует наиболее общую тенденцию в эволюции вещества земной коры от ультраосновного и основного состава к кислому, что сопровождается существенным разуплотнением вещества земной коры. Подобная эволюция или дифференциация вещества земной коры является сложным полициклическим и весьма длительным процессом, отражающим взаимодействие литосферы с атмосферой и гидросферой. Ведущую роль в „раскислении” верхних оболочек земной коры играют экзогенные процессы. Поэтому степень дифференциации земного вещества в различных структурах земной коры в зависимости от их возраста и стадии эволюции не одинакова, что находит свое отражение в особенностях проявления магматизма. Это относится как к составам формирующихся расплавов, так и к их дальнейшей магматической дифференциации на разных уровнях глубинности. В одних случаях отмечается формирование дифференцированных серий вулканитов от основных до кислых, в других — слабодифференцированных или контрастных.

Для разных по кислотности групп вулканитов характерны различные тенденции дифференциации, имеющие определенную связь с составом и зрелостью земной коры. В первую очередь это относится к накоплению в процессе дифференциации щелочей и повышению калиевости пород, что позволяет использовать параметры n и k для выделения классов и семейств вулканитов в пределах групп. Для ультраосновных вулканитов кроме S важную роль играют параметры α и особенно t , существенно возрастающие в геоблоках с более зрелой континентальной корой. В андезитах и более кислых вулканитах в определенных структурах земной коры проявляется тенденция дифференциации с накоплением железа.

Все это подтверждает существование различных петрохимических серий вулканитов, свойственных определенным структурам земной коры на разных стадиях их эволюции. Такие петрохимические серии, в свою очередь, могут служить важным критерием в определении тектонического режима геоблоков земной коры на разных стадиях их формирования, что особенно важно при изучении докембрийских складчатых систем, характеризующихся большей частью длительной и полициклической эволюцией.

То, что петрохимические особенности серий вулканитов не определяются исключительно эндогенными факторами, а отражают специфику состава верхних оболочек литосферы, в дифференциации которых ведущая роль принадлежала экзогенным факторам, особенно наглядно выступает при сравнении изверженных пород Земли и Луны. Лунные породы, состав которых опреде-

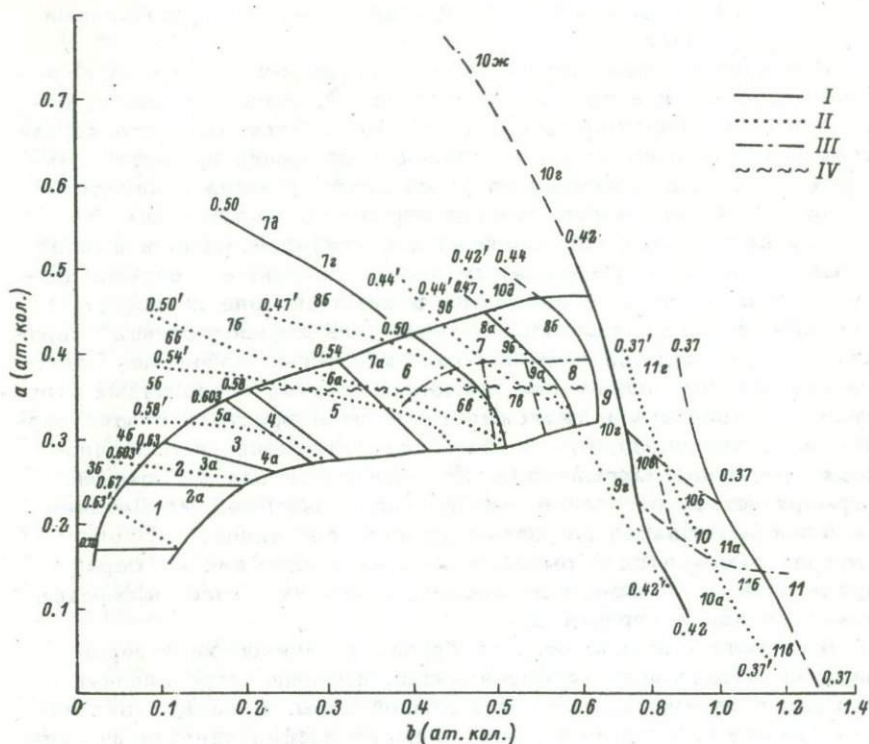


Рис. 5. Примерное расположение полей химических составов вулканитов и некоторых интрузивных образований на диаграмме ab .

Границы: I - групп вулканитов известково-щелочной серии по параметру S ; II - вулканитов субщелочных и щелочных серий; III - формационных типов вулканитов; IV - нижняя граница высокоглиноземистых вулканитов. 1 - ультракислые липаритоиды (S_4^3) и липаритоиды (S_4^2); 2 - липарит-дацитойды (S_4^1); 2а - трахилипарит-дациты ($n > 0.21$); 3 - дацитойды (S_3^3); 3а - трахидациты ($n > 0.21$); 3б - щелочные дациты - бостониты и др. ($n > 0.30$); 4 - андезит-дацитойды (S_3^2); 4а - трахиандезит-дациты ($n > 0.17$); 4б - андезит-дацитовые трахиты ($n > 0.21$); 5 - андезитойды (S_3^1); 5а - трахиандезиты ($n > 0.17$); 5б - трахиты, фонолитовые трахиты и др. ($n > 0.21$); 6 - андезит-базальтоиды (S_2^4); 6а - трахиандезит-базальты ($n > 0.17$); 6б - щелочные андезит-базальты (андезит-базальтовые трахиты, фонолиты и др., $n > 0.21$); 6в - толеитовые андезит-базальты ($n = 0.07 \div 0.13$); 7 - базальтоиды (S_2^3); 7а - трахибазальты, спилиты ($n = 0.17 \div 0.21$); 7б - щелочные базальты (базальтовые

лется в основном эндогенными процессами, имеют мало общего с земными. Существенные отличия дифференциации вещества на этих двух планетах не ограничиваются почти полным отсутствием на Луне кислых и средних пород. В лунных ультраосновных и основных породах полностью отсутствует окисное железо, присутствуют самородные металлы (железо, никель и др.); они имеют высокую глиноземистость и очень низкую щелочность. Лунные анортозиты в отличие от земных характеризуются большей основностью ($s \approx 0.42$), высокой глиноземистостью ($\alpha > 0.6$) и отсутствием окисного железа. На диаграмме ab лунные базальты, габбро-анортозиты и анортозиты занимают соответственно поля 8в, 10е и 10ж, а земные - 9, 8, 7, 6 и 7г-7д (рис. 5).

Поэтому совместное изучение химизма метаосадочных пород и метавулканитов, слагающих различные по глубинности срезы земной коры, может существенно расширить наши представления о строении и происхождении слоев литосферы и об условиях генерации расплавов различного состава.

В предлагаемой петрохимической классификации вулканитов (табл. 1, рис. 5) по содержанию кремнезема (параметр S) выделено 4 надгруппы вулканитов (ультраосновные S_1 , основные S_2 , средние S_3 и кислые S_4) и 10 групп (меймечиты S_1^1 , пикриты S_1^2 , базаниты S_2^1 , базанит-базальты S_2^2 , базальты S_2^3 , андезит-базальты S_2^4 , андезиты S_3^1 , андезит-дациты S_3^2 , дациты S_3^3 , липарит-дациты S_4^1 , липариты S_4^2 и ультракислые

трахиты, фонолиты и др., $n = 0.21 \div 0.40$); 7в - толеитовые базальты, траппы ($n < 0.10$); 7г - габбро-анортозиты; 7д - анортозиты; 7е - пикритовые базальты; 8 - базанит-базальтоиды (S_2^2); 8а - трахибазанит-базальты ($n = 0.17 \div 0.21$); 8б - щелочные базанит-базальты ($n > 0.21$); 8в - лунные базанит-базальты ($\alpha > 0.400$); 8г - толеитовые базанит-базальты; 8д - пикритовые базанит-базальты; 9 - базанитоиды (S_2^1); 9а - умереннощелочные оливиновые базаниты („щелочные оливиновые базальты“ океанов), $n = 0.10 \div 0.13$; 9б - трахибазаниты ($n = 0.13 \div 0.17$); 9в - щелочные базаниты ($n > 0.17$); 9г - пикритовые базаниты; 10 - пикритоиды (S_1^2); 10а - коматииты пикритовые, меймечиты и их интрузивные аналоги; 10б - пикриты; 10в и 10г - умереннощелочные пикриты (анкаромиты, лимбургиты и др.); 10д - щелочные пикриты (нефелиниты, авгититы и др.), $n = 0.13 \div 0.30$; 10е - габбро-анортозиты лунные; 10ж - анортозиты лунные; 11 - меймечитоиды (S_1^1); 11а - кимберлиты ($\alpha > 0.1$, $t = 0.25 \div 0.45$); лерцолиты; 11б - меймечиты, 11в - перидотиты, гардбургиты, дуниты, серпентиниты, малоглиноземистые меймечиты; 11г - щелочные меймечитоиды (нефелин-мелилитовые, мелилитовые и др).

Таблица 1

Петрохимическая классификация вулканитов и некоторых интрузивных пород

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Класс		Семейство		Формационные тенденции (приуроченность к определенным структурам земной коры и стадиям их эволюции)	
			n		k			
— 0.30 Ультраосновные S_1	S_1^1	$b_3^4 - b_4^2$ (0.6-1.2)	Меймечиты (меймечитоиды)	$n_0^1 - n_1^1$ (< 0.07)	Малощелочные	$k_0^1 - k_1^1$ (< 0.1) $k_1^2 - k_4^2$ (0.1-0.75)	Высоконатровые Натровые, кали-натровые, калиевые, высококалиевые	Альпинотидные гипербазиты ($t < 0.05$) Меймечиты ($\alpha < 0.1$), кимберлиты ($\alpha > 0.1$) древних платформ ($t = 0.25 \pm 0.45$)
				$n_2 - n_3$ (0.10-0.30)	Умереннощелочные, щелочные	k_1 (< 0.20) k_2 (0.2-0.41)	Высоконатровые, натровые Кали-натровые	Нефелин-мелилитовые ультрабазиты вулканических островов океанов ($\alpha = 0.360 \pm 0.400$, $t = 0.125 \pm 0.250$) Мелилитовые, нефелин-мелилитовые ультрабазиты древних платформ ($\alpha = 0.300 \pm 0.360$, $t = 0.150 \pm 0.375$)
	— 0.37 S_1^2	$b_3^3 - b_4^2$ (0.53-1.2)	Пикриты (пикритоиды)	$n_0^1 - n_1^1$ (0.07)	Малощелочные	k_1 (< 0.2)	Высоконатровые, натровые	Океанические шпинелевые пикритотиты (включения в базальтах), коматиты раннедокембрийских зеленокаменных поясов
— 0.42 Основные S_2	S_2^1	b_3^3 (0.53-0.6)	Базаниты (базанитоиды)			$k_2 - k_5$ (0.2-0.9)	Кали-натровые, натрий-калиевые, высококалиевые	Пикриты и пикритовые меймечиты орогенных этапов складчатых систем (Урал, Камчатка и др.), пикриты океанических островов (анкармиты и др.)
				$n_2 - n_3$ (0.1-0.3)	Умереннощелочные, щелочные	$k_1 - k_2$ (< 0.41)	Натровые, кали-натровые	Щелочные пикриты (нефелиновые ультрабазиты, лимбургиты и др.) древних платформ ($k = 0.26 \pm 0.21$, $\alpha > 0.3$, $t = 0.100 \pm 0.375$), океанических островов ($\alpha < 0.35$), активизированных палеоструктур континентов ($\alpha > 0.35$)
				$n_0^1 - n_1^1$ (< 0.07)	Малощелочные	k_1 (< 0.2)	Высоконатровые, натровые	Пикритовые базаниты зеленокаменных поясов ($\alpha < 0.1$, $b > 0.8$)
				n_2 (0.1-0.21)	Умереннощелочные	k_1^1 (< 0.10) k_2 (0.2-0.41)	Высоконатровые Кали-натровые	Толитовые базаниты британо-арктической формации Щелочные оливковые базаниты океанов ($t > 0.110$) и активизированных палеоструктур континентов ($t < 0.11$)
				n_3 (0.21-0.30)	Щелочные	-	Кали-натровые, натрий-калиевые	Трахибазаниты активизированных палеоструктур континентов (лимбургитовые базаниты и др.)

Таблица 1 (продолжение)

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Класс		Семейство		Формационные тенденции (приуроченность к определенным структурам земной коры и стадиям их эволюции)		
			n		k				
0.44 s_2^2	b_3 (0.42-0.80)	Базанит-базальты (базанит-базальтоиды)	n_1^1 (<0.07)	Малощелочные	k_2 (0.2-0.41)	Кали-натровые	Лунные базанит-базальты		
			n_1^2 (0.07-0.10)	То же	k_1^1 (<0.07)	Высоконатровые	Толейтсовы базанит-базальты океанов и ранних стадий эвгеосинклиналей		
					k_1^2 (0.10-0.20)	Натровые	Базанит-базальтовые траппы древних платформ		
					k_2^2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Базанит-базальты активизированных палеоструктур континентов		
			n_1^{1+2} (0.10-0.17)	Умереннощелочные	k_1 (<0.20)	Высоконатровые, натровые	Базанит-базальты ранних стадий эвгеосинклиналей		
		k_2 (0.2-0.41)	Кали-натровые	Базанит-базальты островных дуг ($\alpha > 0.40$), активизированных палеоструктур континентов, эпигеосинклинальных орогенов, щелочные дифференциаты траппов					
		b_2 (0.15-0.42)	Трахибазанит-базальты	$n_2^3 - n_4$ (0.17-0.40)	Щелочные, высокощелочные	k_2 (0.2-0.41)	То же	Трахибазанит-базальты активизированных палеоструктур континентов ($\alpha < 0.44$) и океанических островов (лейцититы, тацититы и др., $\alpha > 0.44$)	
		0.47 s_2^3	$b_2^3 - b_3^3$ (0.32-0.80)	Базальты (базальтоиды)	$n_1 - n_2^1$ (<0.13)	Малощелочные, умереннощелочные	k_1^1 (<0.10)	Высоконатровые	Толейтсовы базальты раннедокембрийских зеленокаменных поясов
							k_1^2 (0.10-0.20)	Натровые	Траппы древних платформ, базальты океанических островов, ранних стадий эвгеосинклиналей
							k_2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Базальты островных дуг ($b > 0.44$; $\alpha > 0.40$), эпигеосинклинальных орогенов ($b = 0.35 \pm 0.46$)
Трахибазальты	n_2^{2+3} (0.13-0.21)			Щелочные	k_1^1 (<0.10)	Высоконатровые	Трахибазальты ранних стадий эвгеосинклиналей (спилиты)		
					$k_1^2 - k_2$ (0.10-0.41)	Натровые, кали-натровые	Трахибазальты эпигеосинклинальных орогенов, дифференциаты траппов		
$b_2^2 - b_3^2$ (0.04-0.32)	Щелочные базальты			$n_3 - n_4$ (0.21-0.40)	Высокощелочные	$k_2 - k_4$ (0.20-0.75)	Кали-натровые, натрий-калиевые, калиевые	Щелочные базальты (лейцитовые фонолиты, фонолиты и др.) океанических островов	
0.50 s_2^4	b_2^{2+3} b_2 (0.26-0.42)	Андезит-базальты (андезит-базальтоиды)	$n_1^2 - n_2^1$ (0.10-0.13)	Малощелочные, умереннощелочные	k_1^1 (<0.10)	Высоконатровые	Андезит-базальты раннедокембрийских зеленокаменных поясов ($b > 0.44$, $\alpha < 0.35$)		
					$k_1^2 - k_2$ (0.10-0.41)	Натровые, кали-натровые	Андезит-базальты островных дуг ($b = 0.33 \pm 0.39$, $\alpha > 0.35$), андезит-базальтовые траппы молодых платформ ($b > 0.44$, $\alpha < 0.35$), андезит-базальты эпигеосинклинальных орогенов ($k < 0.36$)		

Таблица 1 (продолжение)

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Класс		Семейство		Формационные тенденции (приуроченность к определенным структурам земной коры и стадиям их эволюции)
			n		k		
			$n_2^2 - n_3$ (0.13-0.30)	Умеренно-щелочные, щелочные	$k_1^1 (< 0.10)$	Высоконатровые	Андезит-базальты ранних стадий эвгеосинклиналей
					$k_1^2 - k_2$ (0.10-0.41)	Натровые, кали-натровые	Андезит-базальты активизированных палеоструктур континентов
					$k_2^2 - k_3$ (0.26-0.60)	Кали-натровые, натрий-калиевые	Трахиандезит-базальты эпигеосинклинальных орогенов
- 0.54	s_3^1	$b_1^2 - b_2^1$ (0.04-0.26)	$n_4 - n_5$ (0.30-0.50)	Высокощелочные	k_2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Андезит-базальтовые фонолиты
					$k_3 - k_4$ (0.41-0.75)	Натрий-калиевые, калиевые	Банакиты, витербиты и др.
	Средние s_3	b_2^{2+3} (0.26-0.42)	n_2 (0.10-0.21)	Умеренно-щелочные	$k_1^1 (< 0.10)$	Высоконатровые	Андезитовые „спилиты“ (геосинклинальные)
					$k_1^2 - k_2$ (0.10-0.41)	Натровые, кали-натровые	Андезиты островных дуг ($n = 0.12 \pm 0.18$, $b = 0.25 \pm 0.36$, $\alpha > 0.32$, $f = 0.25 \pm 0.40$), толеитовые андезиты Исландии ($f = 0.45 \pm 0.55$), андезиты эпигеосинклинальных орогенов ($k > 0.30$, $n = 0.15 \pm 0.22$, $f = 0.40 \pm 0.50$)
- 0.58	s_3^2	$b_1^2 - b_2^1$ (0.04-0.26)	$n_3 - n_4$ (0.21-0.40)	Щелочные	$k_2^2 - k_3$ (0.26-0.60)	Кали-натровые, натрий-калиевые	Трахиты эпигеосинклинальных орогенов ($n = 0.21 \pm 0.33$, $f = 0.40 \pm 0.70$), фонолитовые трахиты океанических островов ($n = 0.34 \pm 0.40$, $f = 0.40 \pm 0.75$)
					k_1^2 (0.10-0.20)	Натровые	Андезит-дациты геосинклиналей ($k < 0.17$) и островных дуг ($k > 0.17$, $f = 0.25 \pm 0.35$)
					$k_3 - k_5$ (0.41-0.90)	Натрий-калиевые, калиевые, высококалиевые	Андезит-дациты активизированных палеоструктур континентов ($\alpha = 0.19 \pm 0.21$)
- 0.603	s_3^3	b_1^2 (0.04-0.15)	n_3 (0.21-0.30)	Щелочные	$k_2^2 - k_3$ (0.26-0.60)	Кали-натровые, натрий-калиевые	Трахиандезит-дациты активизированных палеоструктур континентов ($n = 0.21 \pm 0.29$, $f = 0.40 \pm 0.50$) и океанических островов ($\alpha > 0.29$, $f = 0.60 \pm 0.70$)
					$k_1^2 - k_2$ (0.10-0.41)	Натровые, кали-натровые	Дацинты островных дуг ($\alpha > 0.28$, $f = 0.30 \pm 0.40$)
- 0.63	Кислые s_4	$b_1^2 - b_2^1$ (0.04-0.26)	n_2 (0.10-0.21)	Умеренно-щелочные	k_3 (0.41-0.60)	Натрий-калиевые	Трахидацинты (k_3) и бостониты (k_4) активизированных палеоструктур континентов ($f = 0.50 \pm 0.75$)
					$n_3 - n_4$ (0.21-0.40)	Щелочные	
	s_4^1	b_1^2 (0.04-0.26)	n_2 (0.10-0.21)	Умеренно-щелочные	$k_1 (< 0.20)$	Высоконатровые, натровые	Кератофиры геосинклиналей ($n = 0.16 \pm 0.22$, $f = 0.30 \pm 0.40$), липарит-дациты синклинальных зон островных дуг ($n = 0.13 \pm 0.15$, $f = 0.30 \pm 0.42$)

Таблица 1 (продолжение)

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Класс		Семейство		Формационные тенденции (приуроченность к определенным структурам земной коры и стадиям их эволюции)		
			n		k				
					k_2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Липарит-дациты островных дуг (антиклинорные зоны) ($f = 0.30 \pm 0.42$), эпигеосинклинальных орогенов ($f = 0.25 \pm 0.42$)		
					k_3 (0.41-0.60)	Натрий-калиевые		Порфиры активизированных палеоструктур континентов ($f = 0.55 \pm 0.70$)	
					n_3 (0.21-0.30)	Щелочные	k_2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Трахилипарит-дациты эпигеосинклинальных орогенов ($n = 0.23 \pm 0.27$) и океанических островов ($b = 0.05 \pm 0.09$, $n = 0.25 \pm 0.30$, $f = 0.70 \pm 0.80$)
							k_3 (0.41-0.60)	Натрий-калиевые	
0.67 s_4^2	b_1^2 (0.04-0.26)	Липариты (липаритонды)	n_2 (0.10-0.21)	Умеренно-щелочные	$k_1 - k_2$ (< 0.26)	Высоконатровые, натровые	Кварцевые кератофиры геосинклиналей ($f = 0.40 \pm 0.55$)		

					k_2 (0.20-0.41)	Кали-натровые	Липариты островных дуг ($f = 0.30 \pm 0.60$), эпигеосинклинальных орогенов ($f = 0.30 \pm 0.40$), липариты Исландии ($f = 0.60 \pm 0.75$)
					$k_3 - k_4$ (0.41-0.75)	Натрий-калиевые, калиевые	
					n_3 (0.21-0.30)	Щелочные	k_2^2 (0.26-0.60)
0.72 s_4^3		Ультракислые липариты (липаритонды)	$n_2 - n_3$	Умеренно-щелочные, щелочные	$k_2 - k_3$ (0.20-0.60)	Кали-натровые, натрий-калиевые	Кварцевые порфиры и гранитпорфиры

липариты S_4^3 . Ряд групп по общей меланократовости (параметр b) подразделяется на подгруппы. Каждая группа по суммарной щелочности (параметр n) распадается на классы (29 классов), которые, в свою очередь, объединяют семейства вулканитов, выделяемые по доле калия в сумме щелочей (параметр k). Для более дробных подразделений (подсемейства, типы и т.д.) могут быть использованы параметры m , f , t , α , а при необходимости и некоторые другие.

Границы между группами по содержанию SiO_2 соответствуют в целом традиционным границам групп вулканитов известково-щелочной серии. Более дробное расчленение принято для основных и ультраосновных надгрупп пород, которые соответственно подразделяются на 4 (андезит-базальты, базальты, базанит-базальты и базаниты) и 2 (пикриты, меймечиты) группы. Группам присвоены наименования, относящиеся к породам известково-щелочной серии (липариты, липарит-дациты, дациты, андезит-дациты, андезиты и т.д.). Это несомненно существенно расширяет вложенное в них первоначально содержание, так как они относятся в данном случае не к конкретным породам, а характеризуют ряд подгрупп, классов и семейств с одинаковым содержанием кремнезема и существенно отличающихся по другим петрохимическим параметрам. Но введение новых терминов сейчас вряд ли целесообразно. По аналогии с широко употребляемыми в настоящее время собирательными терминами (гранитоиды, габброиды и др.), по-видимому, и принятые наименования групп вулканитов можно использовать в расширенном понимании: липаритоиды, дацитоиды, базальтоиды и т.д. В дальнейшем же унификация весьма запутанной и сложной терминологии вулканитов на основе петрохимических данных может оказать стимулирующее влияние на исследование проблем магматической петрологии и позволит более широко и обоснованно применять математические методы обработки анализов на ЭВМ.

Деление вулканитов на кайно- и палеотипные с позиций петрохимии вряд ли целесообразно, так как вторичные изменения, включая достаточно высокотемпературный региональный метаморфизм, в большинстве случаев (исключая метасоматические локальные преобразования) не влекут за собой существенного изменения химического состава пород (при исключении из рассмотрения летучих компонентов, как это предлагается в рассматриваемой классификации).

Петрохимия вулканитов и вулканические формации. Выбор граничных значений каждого из петрохимических параметров опирается на многократный попарный анализ различных формационных серий вулканитов. В связи с этим петрохимическая сетка составов в отношении вулканитов включает формационную информацию. Но при этом необходимо учитывать следующее: а) использованная нами выборка при всей ее представительности является ограниченной и не охватывает всех возможных геологи-

ческих ситуаций; б) наряду с единичными анализами нами использовались осредненные данные, полученные на основании иных классификационных признаков, и, наконец, в) современные формационные классификации вулканитов еще далеки от совершенства и не унифицированы; большинство их опирается на геосинклинальную модель и в связи с этим не увязано со стадиями эволюции земной коры в пределах определенных геоблоков.

Поэтому сейчас можно говорить лишь о намечающихся тенденциях, отражающих особенности петрохимической эволюции вулканических серий в различных геотектонических условиях. К таким тенденциям можно отнести следующие положения.

Надгруппа ультраосновных вулканитов (s_1). Ультрабазитовые вулканиты с низким содержанием SiO_2 ($s < 0.37$) характерны для наиболее зрелых стадий эволюции континентальных структур (древних платформ). Это меймечиты и кимберлиты Меймеча-Котуйской и других провинций Восточной Сибири и других древних платформ. К этой же группе относятся умереннощелочные и щелочные ультраосновные дифференциаты траппов древних платформ (кали-натровые) и оливинных базанитов океанических островов (преимущественно натровые).

Более высокое содержание SiO_2 ($s = 0.37 \pm 0.42$) характерно для ультрабазитов (пикритов) ранних или промежуточных стадий консолидации континентальной земной коры разного возраста. Это рифейские пикриты Урала (Вулканические комплексы..., 1973), пикритовые меймечиты Камчатки (Марковский, Ротман, 1975), Кавказа и других регионов. К этой же группе относятся малощелочные ультрабазитовые вулканиты океанических островов (о-ва Гавайи, Таити и др.; Кузнецов, 1964), щелочные пикриты формации континентальных оливинных базальтов (Западное Прибайкалье и др.) и трапповой формации древних платформ (Меймеча-Котуйская провинция, Кузнецов, 1964).

От интрузивных ультрабазитов ультраосновные вулканиты обеих групп отличаются более высокой глиноземистостью ($\alpha = 0.1 \pm 0.5$) и титанистостью, что особенно характерно для древних платформ ($t = 0.1 \pm 0.45$).

Надгруппа основных вулканитов (s_2). По основности здесь выделены 4 группы пород. Первая из них - группа базанитов (базанитоидов) ($s_2^1 = 0.42 \pm 0.44$) - включает главную массу щелочных оливинных „базальтов“ океанов или океанитов ($t > 0.11$). Сюда же относятся сравнительно редкие базаниты формации континентальных оливинных базальтов типа палеоген-неогеновых и четвертичных лав Прибайкалья (Кузнецов, 1964) с несколько большей калиевоcтью (k_2^2) и девонских базальтов орогенных впадин Восточного Саяна, отмечаящихся высокой натровостью (n_1^4).

Вторая группа - базанит-базальтов (базанит-базальтоидов) ($s_2^2 = 0.44 \pm 0.47$) - объединяет более

разнообразные формационные типы пород. Сюда попадают мало-щелочные ($n < 0.070$) кали-натровые лунные базанит-базальты, толеитовые базанит-базальты океанов (высоконатровые), основные разновидности траптов древних платформ (натровые) и базанит-базальтов континентальной щелочно-базальтовой формации (кали-натровые).

Несколько большей щелочностью ($n = 0.1 \div 0.17$) характеризуются высоконатровые и натровые базанит-базальты ранних стадий эвгеосинклиналей, эпигеосинклинальных орогенов ($k_1^2 - k_2^1$), а также базанит-базальты активизированных палеоструктур континентов и островных дуг (натрий-калиевые). К щелочным и высокощелочным классам базанит-базальтов относятся трахибазанит-базальты активизированных палеоструктур континентов (палеоген-неогеновые и четвертичные вулканиты Прибайкалья и др.) и океанических островов (лейцититы, тациты и др.).

Третья группа - собственно базальтов (базальтоидов) ($s_2^3 = 0.47 \div 0.50$) - является наиболее распространенной. Она включает базальты ранних стадий эвгеосинклиналей (высоконатровые и натровые), траппы древних платформ (натровые, кали-натровые), базальты островных дуг (кали-натровые, высокоглиноземистые - $\alpha > 0.400$ и меланократовые - $b > 0.44$) и эпигеосинклинальных орогенов (кали-натровые, более лейкокатовые - $b = 0.35 \div 0.46$). К этой же петрохимической группе относится большая часть мало- и умереннощелочных высоконатровых базальтов раннедокембрийских зеленокаменных поясов.

Щелочные дифференциаты в этой группе представлены субщелочными базальтами и спилитами ранних стадий эвгеосинклиналей; трахибазальтами, характерными для эпигеосинклинальных орогенов и древних платформ. Щелочные базальты (лейцитовые фонолиты, фонолиты и др.) особенно характерны для океанических островов (Таити, Каргелен и др.).

Четвертая группа - андезит-базальтов (андезит-базальтоидов) ($s_2^4 = 0.50 \div 0.54$) - включает андезит-базальты островных дуг (натровые, кали-натровые, $\alpha > 0.35$, $b = 0.33 \div 0.39$), лейкотраппы молодых платформ (натровые, кали-натровые, $\alpha < 0.35$, $b < 0.44$), андезит-базальты эпигеосинклинальных орогенов ($k > 0.36$). Щелочные и высокощелочные разновидности андезит-базальтоидов встречаются среди вулканитов ранних стадий эвгеосинклиналей (высоконатровые), активизированных палеоструктур континентов (натровые, кали-натровые) и эпигеосинклинальных орогенов (трахиандезит-базальты и их высокощелочные дифференциаты). К этой группе относятся также андезит-базальты раннедокембрийских зеленокаменных поясов (мало-, умереннощелочные, высоконатровые).

Надгруппа вулканитов среднего состава (s_3) традиционно разделяется на три группы: андезитов, андезит-дацитов и дацитов.

Группа андезитов (андезитоидов) ($s_3^1 = 0.54 \div 0.58$). Сюда относятся умереннощелочные андезиты геосинклиналей (высоконатровые андезитовые „спилиты“), островных дуг ($n = 0.12 \div 0.18$; $b = 0.25 \div 0.36$, $\alpha > 0.32$, $f = 0.25 \div 0.40$), „толеитовые андезиты“ Исландии ($f = 0.45 \div 0.55$), эпигеосинклинальных орогенов ($k > 0.30$, $n = 0.15 \div 0.22$). Щелочные андезиты — трахиты наиболее распространены в эпигеосинклинальных орогенах ($n = 0.21 \div 0.33$, $f = 0.40 \div 0.70$) и на океанических островах (фонолитовые трахиты, $n = 0.34 \div 0.40$, $f = 0.40 - 0.75$).

Андезит-дациты (андезит-дацитоиды) ($s_3^2 = 0.58 \div 0.603$) умереннощелочного класса отмечаются в геосинклиналях (высоконатровые) и особенно характерны для андезитовой формации островных дуг ($k > 0.17$, $f = 0.25 \div 0.35$). Кали-натровые, калиевые и высококалиевые семейства этого класса типичны для активизированных палеоструктур континентов ($\alpha = 0.13 \div 0.21$). Здесь же распространены трахиандезит-дациты ($n = 0.21 \div 0.29$, $f = 0.45 \div 0.60$). На океанических островах трахиандезит-дациты более щелочные ($n > 0.29$) и железистые ($f = 0.60 \div 0.70$).

Группа дацитов (дацитоидов) ($s_3^3 = 0.603 \div 0.63$). Умереннощелочные дациты (натровые и кали-натровые) особенно характерны для островных дуг, но встречаются и в других областях развития андезитовой формации на континентах. Щелочные дациты (трахидациты, бостониты и т.п.) более свойственны активизированным палеоструктурам континентов.

Надгруппа кислых вулканитов ($s_4 < 0.63$) объединяет группы липарит-дацитов, липаритов и ультракислых липаритов.

Умереннощелочные породы группы липарит-дацитов (липарит-дацитоидов) ($s_4^1 = 0.63 \div 0.67$) широко распространены в геосинклиналях. Здесь они большей частью высоконатровые, натровые — $n = 0.16 \div 0.22$, $f = 0.30 \div 0.40$ (кератофиры). В синклиорных зонах островных дуг и других эпигеосинклинальных орогенов они отличаются умеренной железистостью ($f = 0.25 \div 0.42$). Натрий-калиевые липарит-дациты (порфиры) типичны для активизированных палеоструктур континентов ($k = 0.41 \div 0.60$). Они более железистые ($f = 0.55 \div 0.70$). Здесь же отмечаются трахипорфиры ($n = 0.21 \div 0.23$, $k = 0.41 \div 0.60$, $f = 0.50 \div 0.60$). Щелочные липарит-дациты (трахилипарит-дациты) особенно характерны для эпигеосинклинальных орогенов ($n = 0.23 \div 0.27$, $k = 0.20 \div 0.41$) и океанических островов, где они весьма лейкократовые ($b = 0.05 \div 0.09$) и высокожелезистые ($f = 0.70 \div 0.80$).

В группе липаритов (липаритоидов) ($s_4^2 = 0.67 \div 0.72$) также выделяются умереннощелочные классы, типичные для геосинклиналей. Это высоконатровые и натровые кварцевые кератофиры ($f = 0.45 \div 0.55$). Кали-натровые липариты характеризуют островные дуги и другие эпигеосинклинальные орогены ($f = 0.30 \div 0.60$), а также отмечены в океанах на „микроконтин-

нентах" (липариты Исландии), где обладают высокой железистостью ($f = 0.60 \div 0.75$). Натрий-калиевые и калиевые семейства липаритов (кварцевые порфиры) наиболее типичны для эпигеосинклинальных орогенов.

Щелочные липариты ($n = 0.21 \div 0.30$) кали-натровые и натрий-калиевые (трахилипариты) распространены в пределах островных дуг ($n = 0.21 \div 0.23$, $f = 0.10 \div 0.50$) и в других эпигеосинклинальных орогенах ($n = 0.21 \div 0.24$, $f = 0.3 \div 0.60$), а также на океанических островах ($f = 0.64 \div 0.76$).

Данных по химизму ультракислых липаритов ($S_4^3 > 0.72$) пока еще в нашем распоряжении слишком мало и какие-либо выводы об их формационной специализации преждевременны.

Заканчивая краткую характеристику тенденций, намечающихся в петрохимической специализации вулканитов различных геотектонических областей, нужно подчеркнуть, что она лишь намечает общий подход к формационному анализу вулканических серий с позиций стадийности и направленности эволюции земной коры. Выявление общих закономерностей такой эволюции и выделение геоблоков земной коры, отвечающих разным стадиям ее формирования и развития, открывает возможности дальнейшей систематизации геосинклинальных, орогенных и платформенных структур, формирующихся на геоблоках с корой различной зрелости, и соответствующих им вулканических формаций.

Осадочные силикатные породы

К категории осадочных силикатных пород относятся обломочные и органогенно-хемогенные образования, сложенные на 90% и более кремнеземом, силикатами и алюмосиликатами.

В этой категории обособляются органогенно-хемогенные кремнистые породы, значительная часть которых относится к категории смешанных кремнезем-силикатных, кремнезем-карбонатных, кремнезем-железистых и других образований. Классификация их рассматривается отдельно.

Осадочные силикатные породы имеют резко преобладающее значение в строении осадочной оболочки земной коры. К этой категории относится большая часть обломочных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты и их неконсолидированные аналоги) и органогенно-хемогенных образований (аллиты, сиаллиты, силициты). Еще большим распространением в континентальной земной коре пользуются метаморфизованные аналоги перечисленных выше пород, слагающие существенную, если не преобладающую часть различных ее слоев. Последнее обстоятельство определяет необходимость разработки единой для неметаморфизованных и метаморфизованных образований классификации осадочных пород, позволяющей проводить

их корректный сравнительный анализ и идентифицировать (с теми или иными допущениями) первоначальный гранулометрический, вещественный составы и условия образования метаосадочных пород. Как уже ранее подчеркивалось, такая классификация может быть построена только на петрохимической основе.

К сожалению, изучению химизма осадков и осадочных пород до последнего времени уделяется сравнительно мало внимания. Особенно отстают петрохимические исследования фациальных и формационных типов осадков и их парагенезисов. Малочисленны петрохимические сводки по осадочным породам, а используемые в них выборки анализов случайны и непредставительны. К настоящему времени значительно лучше изучен химизм древних докембрийских неметаморфизованных или слабометаморфизованных осадочных пород, чем более молодых. Еще более представительные данные накопились по химизму метаосадочных образований.

В качестве исходного материала для систематики химизма осадочных пород нами были использованы анализы и обработанные аналитические данные, опубликованные в работах А.Б. Роннова и др. (1957, 1963; Сравнительная геохимия..., 1965), Петтиджона (Pettijohn, 1957), А.А. Предовского (1970), В.А. Соколова и др. (1970), И.В. Хворовой (Осадкообразование..., 1968), М.С. Швецова (1948), М.А. Беридзе (1973), У.А. Дира и др. (1966), В.К. Головенка (1966), Б.В. Петрова, В.А. Макрыгиной (1975) и др. Кроме того, были учтены анализы, подобранные в „Справочном руководстве по петрографии осадочных пород“, т. II (1958 г.), в монографии „Граувакки“ (1972), и большей частью неопубликованные материалы по химизму метаосадочных пород Байкало-Патомского нагорья (А.Н. Неелов, А.А. Савельев, О.В. Перевалов и др.), хребта Удокан (В.П. Феоктистов, А.В. Сочава), Карелии и Кольского полуострова (А.А. Савельев, А.В. Сочава).

С учетом средних составов объем использованной выборки превышает 15-16 тыс. анализов. В то же время петрохимических данных, характеризующих конкретные фациальные и формационные парагенезисы осадочных пород, крайне мало и еще меньше специальных исследований, посвященных сравнительной петрохимии осадочных формаций. Из таких работ особенно важное значение имеют исследования А.Б. Роннова с сотрудниками, В.К. Головенка, А.А. Маракушева и некоторые другие. Но этих данных пока недостаточно для более или менее полного и обоснованного обсуждения вопросов петрохимической специализации осадочных формаций.

В основу классификации силикатных осадочных пород положен глиноземистый (или кремнистый) модуль (параметр α классификационной петрохимической сетки). Учитывая ведущую роль гранулометрической дифференциации в формировании химизма обломочных осадочных пород (с. 15), этот параметр позволяет

разделять по химическому составу три главные гранулометрические надгруппы осадочных силикатных пород: пелитолиты, алевролиты и псаммитолиты. При этом аллиты и сиаллиты, попадая в надгруппу пелитолитов, существенно отличаются по химизму от наиболее распространенных глинистых осадков (аргиллитов), а силициты, попадая в петрохимическую группу псаммитолитов, легко отличаются от последних своей структурой и рассматриваются отдельно.

Надо подчеркнуть при этом, что в перекристаллизованных метаморфических комплексах выделение силицитов по петрохимическим данным также опирается на параметр α .

Глиноземистый модуль одновременно отражает степень осадочной дифференциации материала, слагающего осадочные силикатные породы, которая обусловлена палеогеографическими и палеоклиматическими условиями.

Определенные эмпирически границы надгрупп соответствуют значениям параметра $\alpha = 0.230$ (между псаммитолитами и алевролитами) и 0.300 (между алевролитами и пелитолитами).

„Химические границы“ гранулометрических надгрупп обломочных осадочных пород по параметру α нарушаются сравнительно редко. Это связано, с одной стороны, с отсутствием унифицированного определения терминов: глина (аргиллит), алевролит, песчаник, глинистый аргиллит и т.п., — которые в разных классификациях определяются неоднозначно (Справочное руководство..., 1958 г.). Мы же пользовались наименованиями пород, приводимыми авторами обычно без ссылки на принимаемую ими классификацию.

С другой стороны, существует сравнительно ограниченно распространенная в областях конечного захоронения осадков группа слабодифференцированных отложений: песчано-глинистых, глинисто-песчаных, алевропесчаных и т.п. В зависимости от состава и процентного содержания глинистого материала они могут попадать в поле составов алевролитов или даже аргиллитов. В систематизации этих образований могут помочь только комплексные гранулометрические, петрографические и петрохимические исследования.

Высокие значения глиноземистого модуля ($\alpha = 0.230 \div 0.300$) отмечаются также для некоторых туффитов, состоящих преимущественно из пеплового материала и меланократовых граувакк (часто с глинистым цементом). При описании отдельных групп пород эти вопросы будут рассмотрены более детально.

По степени дифференциации осадочного материала, определяемой по глиноземистому модулю, выделяется 11 групп силикатных осадочных пород (исключая силициты). Три первых группы (табл. 7) относятся к надгруппе псаммитолитов: I — мономиктовые, II — олигомиктовые и III — полимиктовые псаммитолиты. IV группа — алевролиты. В надгруппе пелитолитов выделены: аргилиты (У группа — алевропелитовые, У1 — пелитовые), сиал-

литы (УII группа - субсиаллиты, УIII - собственно сиаллиты) и аллиты (IX группа - латериты, X - латерит-бокситы и XI - бокситы).

Термины аллит и сиаллит используются здесь в понимании, близком к тому, которое было предложено Ю.К. Горецким (1960). Грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, осадочные брекчии и тому подобные образования) нами не рассматриваются, так как петрохимическая характеристика их крайне скудная. Это относится также к элювиальным (за исключением „остаточных глин“), делювиальным, делювиально-пролювиальным и ледниковым отложениям, сравнительно редко встречающимся в областях конечного захоронения.

Над группа псаммитолитов ($\alpha < 0.230$) по глиноземистому модулю подразделяется на три петрохимические группы: I - мономиктовые ($\alpha < 0.060$), II - олигомиктовые ($\alpha = 0.060 \div 0.140$) и III - полимиктовые ($\alpha = 0.140 \div 0.230$). Эти группы характеризуют различную степень осадочной дифференциации обломочных осадочных пород - от ортокварцитов или чистых кварцевых песчаников до полимиктовых слабосортированных песчаников, туффитов и граувак. В пределах II и III групп по параметру b , отражающему количественно-минералогический состав обломочного материала и количество силикатного (алевритового и пелитового) цемента,* выделяются подгруппы. Во II группе олигомиктовых псаммитолитов это подгруппы плагиоклаз-кварцевых ($b < 0.040$) и кварцево-плагиоклазовых ($b = 0.040 \div 0.100$) песчаников. Среди полимиктовых псаммитолитов обособляются подгруппы: кислых туффитов ($b < 0.040$), аркозов ($b = 0.040 \div 0.100$), полимиктовых песчаников ($b = 0.100 \div 0.150$), граувак и туффитов среднего и основного состава ($b = 0.150 \div 0.320$), причем в граувакках b редко превышает 0.200).

К туффитам относятся обломочные породы с псаммитовой или алевритовой размерностью зерен, среди которых $>50\%$ составляют обломки пирокластического материала. Кристаллокластические туфы по химизму близки к соответствующим лавам и рассматриваются вместе с ними.

Наиболее богатые пепловым материалом псаммитовые туффиты и мелаократовые граувакки, особенно с глинистым цементом, по значению параметра α попадают на диаграмме αb (рис. 9) в поле алевролитов, кислые туффиты - в поле IY, граувакки, средние и основные туффиты - в поле IYб.

Дальнейшее деление псаммитолитов на классы и семейства целесообразно, по-видимому, проводить по их суммарной щелочности n и калиевости k . Для псаммитолитов особенно важное

* Несиликатные типы цемента (карбонатный, железистый и т.п.) рассматриваются в разделе, посвященном смешанной категории осадочных пород.

формационное значение имеет калиевоcть пород, так как намечается отчетливая тенденция к преобладанию калиевых и высококалиевых псаммитолитов в автохтонных платформенных и субплатформенных „аркозовых“ формациях типа нижнего ятулия Карелии (В.А. Соколов и др., 1970), петрозаводской свиты Карелии, медистых песчаников верхов разреза удоканской серии, каларской толщи района Удоканского хребта (А.В. Сочава) и многих других платформенных образований. Натровые и кали-натровые псаммитолиты характерны для терригенных толщ геосинклиналей (нижнеюрские образования Кавказа; Беридзе, 1973). Наконец, в вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщах геосинклиналей преобладают натровые и высоконатровые псаммитолиты (Маракушев, 1973). Еще более отчетливо такая тенденция проявляется, как будет показано далее, в пелитолитах.

В целом же к настоящему времени петрохимическая изученность псаммитолитов различных геологических формаций пока еще недостаточна для разработки обоснованной их классификации на уровне классов, семейств и более дробных подразделений. Тем не менее уже сейчас при изучении осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и особенно их метаморфических аналогов важное значение имеют петрохимические особенности групп и подгрупп псаммитолитов, достаточно определенно отражающих как степень зрелости обломочных пород, так и в некоторых случаях особенности состава областей питания и характер сопутствующего вулканизма.

Над группа алевролитов ($\alpha = 0.230 \div 0.300$). Эта гранулометрическая категория пород, переходная от псаммитолитов к пелитолитам, петрохимически наименее обособленная. Обусловлено это, с одной стороны, неопределенностью терминов аргиллит (глина), алевролит, алевролит-песчаник и др. В зависимости от классификаций, используемых авторами, в эту категорию относятся породы неодинакового гранулометрического состава. Уже в силу этого наряду с нормальными алевролитами: олигомиктовыми, аркозовыми ($b = 0.04 \div 0.100$) и полимиктовыми ($b = 0.100 \div 0.150$) к этой петрохимической группе относятся породы, рассматриваемые в качестве глин, хотя алевролитовая составляющая в них имеет весьма существенное или преобладающее значение. Это некоторые сравнительно слабодифференцированные глинистые алевролиты, реже глинистые песчаники и, наконец, относительно малоглиноземистая часть „глин холодного и умеренного климата“ (Ронов, Хлебникова, 1957).

С другой стороны, близкие величины глиноземистого модуля характерны, как уже отмечалось, для некоторых кислых ($b < 0.040$), средних и основных ($b = 0.15 \div 0.32$) псаммитовых и алевролитовых туффов, а также граувакк меланократового типа ($b > 0.15$).

Многие из этих разновидностей пород относятся, по-видимому, к различным по щелочности классам и семействам. Так,

туффиты и туффит-алевролиты характеризуются умеренной щелочностью ($n \approx 0.100$) и являются обычно натровыми или высоконатровыми. Повышенная щелочность ($n = 0.100 \div 0.220$) отмечает аркозовые и субаркозовые аргиллиты, преимущественно натрий-калиевые, калиевые или даже суперкалиевые - $k > 0.90$ (аркозовые алевролиты ятулия Карелии, Соколов и др., 1970). Граувакки при умеренной щелочности ($n = 0.080 \div 0.160$) относятся обычно к классам кали-натровых или натровых пород. Для слабодифференцированных глинисто-алевролитовых и глинисто-песчаных отложений, попадающих в эту петрохимическую надгруппу, характерны повышенное по сравнению с алевролитами значение b ($0.15 \div 0.26$) и умеренная натрий-калиевая или калиевая щелочность.

Примерные границы петрохимических групп и подгрупп алевролитов и близких к ним по химизму осадочных пород показаны на диаграмме αb (рис. 9). Дальнейшее уточнение и обоснование этих границ, а также последующее разделение подгрупп на классы и семейства (по щелочности) будет возможно только после проведения специальных петрографо-гранулометрических и петрохимических исследований.

Над группа пелитолитов ($\alpha > 0.300$). Эта надгруппа охватывает обширный интервал значений глиноземистого модуля от 0.300-0.500 для аргиллитов до 12.0 и значительно больших для бокситов. Она включает аргиллиты, сипаллиты и аллиты, границы между которыми соответствуют значениям $\alpha = 0.500$ и 0.950.

По глиноземистому модулю можно выделить семь групп пелитолитов (табл. 7).

Группа У - алевропелитовые аргиллиты ($\alpha = 0.300 \div 0.360$). В эту группу умеренноглиноземистых (α_2) аргиллитов попадают широко распространенные морские глины (Ронов, Хлебникова, 1957), морские глины и глины засоленных лагун, озер аридного климата, обычно содержащие в среднем 14.5% железисто-магнезиально-кальциевого карбоната (там же), бентонитовые с монтмориллонитом глины, полупелагические илы, красные океанические абиссальные глины, марганецсодержащие (Осадкообразование..., 1968). Первые из них - умереннощелочные (n_2^2), натровые (k_4^2); глины аридного климата - умереннощелочные (n_2^1), но высококалиевые (k_5). Бентонитовые глины относятся к малощелочным (n_1), высоконатровым (k_1^1). Полупелагические илы также характеризуются малой щелочностью, но преимущественно натрий-калиевые, как и красноцветные абиссальные глины, имеющие несколько более высокую щелочность (n_2).

Умереннощелочные (n_2), натрий-калиевые и калиевые ($k_3 - k_4$) алевропелитовые аргиллиты характерны для слабодифференцированных отложений удоканской серии (аянская и икабайская

свиты), относящейся к субплатформенному типу докембрийских образований. Они встречены также в свите бурошпатовых филлитов бодайбинской серии среднего течения р. Мамы (А.Н. Неелов, 1957 г.). Последняя относится к слабокарбонатистым аспидным формациям миогеосинклиналей. Эта группа аргиллитов отмечается и в известково-сланцевых флишеидных толщах бодайбинской серии района г. Бодайбо и среднего течения р. Мамы.

В средних и верхних частях разреза удоканской серии широко представлены субщелочные (n_2^3) и щелочные (n_3) алевропелитовые аргиллиты от кали-натровых до калиевых ($k_2^2 - k_4$). Они ассоциируют здесь с несколько засоленными красноцветными меденосными толщами. Среди последних появляются суперкалиевые аргиллиты ($k > 0.90$), особенно характерные для субплатформенных образований ятулия и более молодых комплексов Карелии (Соколов и др., 1970; А.В. Сочава) и других платформенных образований.

Группа У1 - пелитовые аргиллиты ($\alpha = 0.360 \div 0.500$). Эти породы также имеют широкое распространение среди отложений различных геотектонических структур. Умереннощелочные (n_2), натрий-калиевые и калиевые ($k_3 - k_4$) пелитовые аргиллиты типичны для терригенных комплексов геосинклиналей (нижняя кра Кавказа, Беридзе, 1973, и других регионов). Подобного состава аргиллиты, но слабокарбонатистые (до 12% пистомезита), выявлены в свите бурошпатовых филлитов бодайбинской серии среднего течения р. Мамы и в карбонатно-сланцевых толщах Бодайбинского синклиория.

Повышенная щелочность ($n_2^3 - n_3$) и высокая калиевость (k_6 , реже k_5) характерны для автохтонных сильно дифференцированных субплатформенных и платформенных отложений (ятулий и петрозаводская свиты Карелии, сакукунская и намингская свиты удоканской серии, каларская толща и др.). В условиях повышенной засоленности (бутунская свита удоканской серии) аргиллиты имеют высокую щелочность (n_3), но относятся к семейству кали-натровых. Высокая калиевость (k_6) при умеренной щелочности (n_2^2) отмечается и в синих кембрийских глинах Ленинградской области.

Группы УII и УIII - сиаллиты. Высокоглиноземистые пелитолиты особенно широко распространены в пределах стабильных континентальных палеоструктур. Их формирование в существенной степени определяется типом литогенеза (Страхов, 1963). К группе УII - субсиаллитов ($\alpha = 0.500 \div 0.700$) - относятся континентальные глины влажного и жаркого климата тропического пояса, малощелочные (n_1^1), натрий-калиевые (k_3), слабокарбонатистые, с содержанием в среднем 2.8% пистомезита (Ронов, Хлебникова, 1957). В эту же группу входят монтмориллонитовые и бейделитовые глины (малощелочные, кали-натровые), иллитовые глины (умереннощелочные, кали-натровые),

гидрослюдистые, глины малощелочные, высококалийные (юрские глины Русской платформы и др.), пиррофиллитовые глины малощелочные, натровые.

Группа VIII - собственно сиаллитов ($\alpha = 0.700 \div 0.950$) включает высокоглиноземистые иллитовые и гидрослюдистые глины (щелочные, калиевые и высококалийные), каолиновые керамические глины (малощелочные), натровые (мезозойские глины Колорадо, США и др.), огнеупорные каолиновые глины (малощелочные, кали-натровые).

В подвижных областях сиаллиты встречаются в сильно дифференцированных аллохтонных формациях, характеризующих этапы их относительной стабилизации с одновременным проявлением на примыкающих к подвижным областям кратонах интенсивных процессов химического выветривания. Примером таких формаций может служить пурпольская кварцит-сланцевая толща Байкало-Патомского нагорья, включающая наряду с кварцитами малощелочные, высококалийные и супержелезистые сиаллиты. Сиаллиты, ассоциирующиеся с кварцитами, встречаются в основном в бодайбинской серии среднего течения р. Мамы, здесь они щелочные и суперкалийные (n_3, k_6). Субсиаллиты отмечены в сакуканской свите удоканской серии, а также в бодайбинской серии Витимо-Патомского нагорья и среднего течения р. Мамы. Они обычно умереннощелочные или щелочные ($n_2^3 - n_3$), натрий-калийные до высококалийных.

Суперкалийные щелочные субсиаллиты характерны (как и аргиллиты) для автохтонных субплатформенных и платформенных формаций (ятулий Карелии, петрозаводская свита и т.п.).

Надгруппа аллитов (IX - латериты, X - латерит-бокситы, XI - бокситы), занимающая сравнительно скромное по объему положение среди пелитолитов, является важным показателем проявления интенсивного химического выветривания с формированием и последующим переотложением мощных химических кор. Наиболее широко распространенным членом этой петрохимической надгруппы являются пестроцветные латеритные глины кор выветривания и продукты их переотложения. С ними связаны элювиальные или переотложенные латерит-бокситы и бокситы.

В аллохтонном залегании в подвижных областях аллиты встречаются реже, чем сиаллиты. Их появление среди парагенезисов пород геосинклинального или орогенного типа является важным показателем палеоклиматических условий в областях сноса. Они могут свидетельствовать о существенных перестройках складчатых областей (с перерывами и угловыми несогласиями), замаскированных впоследствии складчатыми деформациями и региональным метаморфизмом.

Более детальная петрохимическая систематика аллитов требует специальных исследований, которые выходят за рамки задач настоящей работы.

Заканчивая краткую характеристику петрохимии силикатных осадочных (и остаточных) пород, нужно подчеркнуть, что исследование химизма осадков позволяет получить важную информацию не только об особенностях состава их различных групп, классов, семейств, но и об условиях образования. Химизм их в значительной степени обусловлен геотектоническими, палеогеографическими и климатическими факторами. Формационные тенденции, отражающиеся в химизме силикатных осадочных пород, как это было показано при описании групп, являются, по-видимому, не менее отчетливыми, чем это уже давно выявлено для вулканитов.

Еще более полную информацию в этом отношении может дать исследование химизма естественных парагенезисов силикатных осадочных пород с другими категориями пород. К сожалению, петрохимическому изучению осадочных формаций еще не уделяется должного внимания, и примеры такого комплексного анализа могут быть приведены лишь на докембрийском материале (с. 70).

Кремнистые породы (силициты)

Породы существенно кремнеземистого состава широко распространены в природных парагенезисах осадков, формирующихся в различных геотектонических обстановках. Они имеют различный генезис, часто окончательно еще не выясненный. Выше уже были рассмотрены высококремнеземистые псаммитолиты (моно- и олигомиктовые). Их образование связано обычно с процессами глубокого химического выветривания. Достаточно широко распространены окремненные карбонатные и другие породы типа тех, которые мы наблюдаем в мульдообразно залегающих отложениях верхнего девона и карбона в Центральном и Северном Казахстане или в сложнодислоцированных доверхнекембрийских толщах г. Ерментау (Центральный Казахстан). Наконец, отмечаются специфические кремнисто-карбонатные парагенезисы, характерные преимущественно для платформенных и субплатформенных формаций и специфические гипогенно-окварцованные породы или „вторичные кварциты“ (Н.И. Наковник, 1947 г.).

Еще большим распространением пользуются вулканогенно-кремнистые формации, среди которых И.В. Хворовой (Осадкообразование..., 1968) выделены три группы: 1) яшмовых; 2) фтанитовых и 3) туфово-кремнистых формаций. Эти формации распространены в различных структурах геосинклинальных областей и являются наиболее изученными в петрохимическом отношении. Они содержат осадочные породы кремнистого состава: яшмы, фтаниты, диатомиты, кремни и кремнистые сланцы, спонголиты, новокулиты и некоторые другие. Для бескарбонатных кремни-

Таблица 2

Классификация бескарбонатных кремнистых пород
по И.В. Хворовой

Тип	Порода	Содержание свободной SiO_2 , %	Основная примесь	
			глина	пепел
1	Силицит (яшма, фтанит и др.)	90	+	+
2а	Глинистый силицит	75-90	+	-
2б	Пепловый (тефровый) силицит	75-90	-	+
3а	Сильно глинистый силицит	50-75	+	-
3б	Туфосилицит (туфодиатомит и др.)	50-75	-	+

стых пород И.В. Хворовой (Осадкообразование..., 1968) была предложена классификация, приведенная в табл. 2.

„Свободный кремнезем“ определяется И.В. Хворовой путем приближенного вычисления количества SiO_2 , входящего в алюмосиликаты, по упрощенной методике Имбри и Польдерварта (Imbrie, Poldervaart, 1957 г.). Но количество „свободного кремнезема“, определенное таким путем, в общем случае не отражает истинного содержания фонового (хемогенно-органогенного) кремнезема, так как примеси в кремнистых породах содержат не только связанный в силикатах и алюмосиликатах кремнезем, но и существенное, особенно в случае примеси кислых пород, количество свободной SiO_2 .

Более корректное определение фоновой кремнекислоты в кремнистых породах (или избыточной кремнекислоты) может быть получено, если примерный состав примеси определяется независимым путем, исходя из соотношений определенных элементов в составе примеси. Приближенный состав пирокластики (количество в ней SiO_2) может быть определен по соотношению $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ (вес.%) к SiO_2 (вес.%). В зависимости от типа ассоциирующихся с силицитами вулканитов могут быть использованы кривые 1 для известково-щелочной серии или 2 - для субщелочной спилито-кератофировой (рис. 6). Для глинистых и обломочных силикатных пород (бескарбонатных) используется график зависимости $(FeO + CaO + MgO + Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ (ат.кол.) от SiO_2 (вес.%), позволяющий оценить примерно содержание кремнезема в примеси глинистого, алевритового или

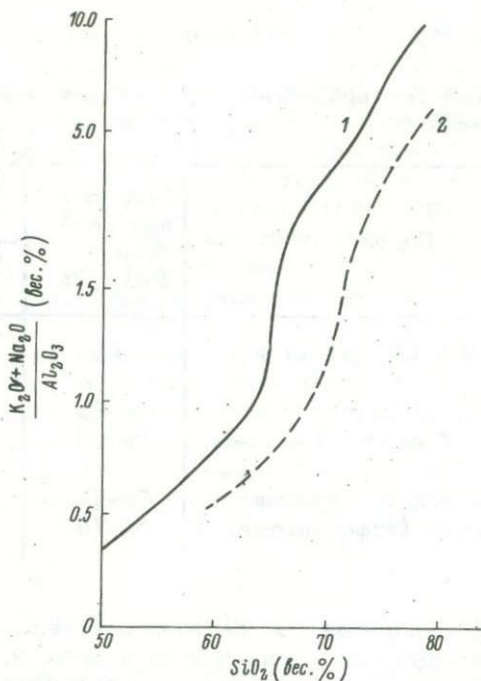


Рис. 6. График $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ (вес.%) - SiO_2 (вес.%) для примерной оценки содержания SiO_2 в составе пирокластической примеси в кремнистых породах.

песчанистого состава (рис. 7). Известковистые осадочные силикатные породы, как правило, значительно пересыщены глиноземом, и точки состава кремнистых пород, содержащие такие породы в качестве примеси, на диаграмме ab ложатся левее кривой, отвечающей $Al_2O_3 - CaO - (Na_2O + K_2O) = 0$. Вулканыты в отличие от силикатных осадочных пород ложатся на указанную линию или располагаются правее. Также правее располагаются карбонатно-кремнистые породы, но в этом случае карбонатная составляющая определяется по содержанию CO_2 в породе и равна примерно $2CO_2$, ат.кол.

При определении состава примеси в кремнистых породах важно знать химический состав пород, образующих с рассматриваемыми силикатами тесные парагенезисы. Таким образом, можно контролировать результаты, полученные при определении состава примесей с применением диаграмм (рис. 6 и 7).

В табл. 3, 4 (и на рис. 8) приведены средние составы различных петрохимических групп и типов силицитов и составы примесей в них по материалам, подобранным И.В. Хворовой

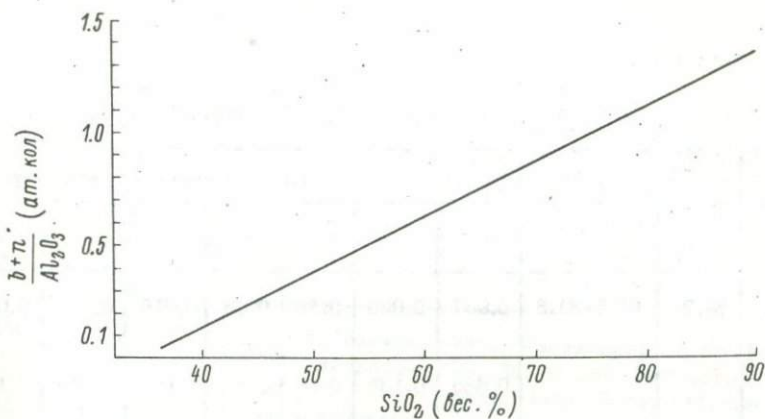


Рис. 7. График $(FeO + CaO + MgO + Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 - SiO_2$ для примерной оценки содержания SiO_2 в составе глинистой, алевритовой и песчаной примеси в кремнистых породах.

(Осадкообразование..., 1968, табл. 6-8), а также средние составы некоторых неизменных железорудных формаций докембрия и фанерозоя (Lepp, Goldich, 1964).

На основании этих материалов можно предложить более подробную классификацию кремнистых, карбонатно-кремнистых и кремнисто-железистых пород (табл. 5). По содержанию фоновой или избыточной кремнекислоты они подразделяются на четыре группы: I - ультрасилициты, II - силициты, III - субсилициты и IV - псевдосилициты. В зависимости от состава примеси каждая из надгрупп делится в свою очередь на 5 подгрупп: 1 - туфосилициты, 2 - туффит-силициты, 3 - пелит-псаммитосилициты, 4 - карбонатные силициты и 5 - железистые силициты. По составу пеплового, пелит-псаммитового, карбонатного материала подгруппы силицитов подразделяются соответственно на: липаритовые, липарит-дацитовые, дацитовые и т.д., сиаллитовые, пелитовые, алевролитовые, псаммитовые; кальцитовые; доломитовые, сидеритовые и т.д. Встречаются также силициты со смешанным составом примеси: железисто-карбонатным и т.п. (табл. 3 и 4).

Наиболее широко распространены туфоультрасилициты и туфосилициты липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые. Они известны почти во всех изученных И.В. Хворовой кремнистых формациях. Базальтовые силициты отмечаются в палеозойских кремнистых толщах Невады. Здесь же широко представлены сиаллит-ультрасилициты и сиаллит-силициты, иногда со значительной примесью доломита (табл. 3). Примесь высокоглиноземистого пелитового материала характерна также для кульма (нижний карбон) Западной Европы (Гессен). Этим региссам свойственна ассоциация кремнистых пород с глинистыми сланцами и

Таблица 3

Средние составы различных петрохимических групп и типов силицитов

Кол-во анализов	Избыточная SiO ₂		Петрохимические параметры						
	среднее	пределы	s	b	m	f	α	t	n
10	89.2	86.5-81.8	0.967	0.023	0.36	0.65	0.016	0.011	0.009
			0.686	0.133	0.36	0.59	0.150	0.014	0.147
9	82.5	85.7-80.0	0.941	0.036	0.38	0.54	0.028	0.029	0.016
			0.627	0.170	0.38	0.41	0.274	0.029	0.175
6	85.7	92.2-82.0	0.942	0.031	0.53	0.54	0.030	0.027	0.017
			0.569	0.190	0.58	0.39	0.402	0.014	0.169
4	84.5	92.0-80.3	0.934	0.022	0.84	0.44	0.046	0.024	0.024
			0.510	0.164	0.88	0.32	0.532	0.023	0.210
14	64.6	79.3-50.7	0.900	0.058	0.53	0.55	0.052	0.035	0.034
			0.765	0.155	0.55	0.51	0.262	0.034	0.197
5	71.6	78.8-61.0	0.881	0.086	0.18	0.41	0.048	0.050	0.027
			0.630	0.177	0.44	0.38	0.270	0.043	0.159

по материалам И.В. Хворовой (Осадкообразование..., 1968, табл. 6-8)

k	c	Группа	Породы Примеси	Примеры (номера таблиц и анализов)
0.50	Следы	I _l ^t	Туфоультрасилициты липаритовые	Юра, Калифорния (табл. 6-26, 27, 30, 31, 46), палеозой, Невада (табл. 7-43; 44), олигоцен, Восточные Карпаты (табл. 8-48, 50)
0.41				
0.62	"	I _d ^t	Туфоультрасилициты дацитовые	Миоцен, Калифорния (табл. 8-7), силур, Южный Урал (табл. 8-21), миоцен, Камчатка (табл. 8-23), олигоцен, Восточные Карпаты (табл. 8-47, 51), миоцен, Югославия (табл. 6-44), карбон, Сихотэ-Алинь (табл. 6-55, 57)
0.40				
0.56	-	I _m ^m	Пелит-ультрасилициты	Олигоцен, Восточные Карпаты (табл. 8-53), юра, Калифорния (табл. 6-32, 33), мезозой, Сахалин (табл. 6-41), палеозой, Невада (табл. 7-48), силур, Франкенвальд (табл. 7-62)
0.47				
0.80	Следы	I _{stal} ^m	Сиаллит-ультрасилициты	Палеозой, Невада (табл. 7-45, 50, 51), силур, Карнийские Альпы (7-62)
0.72				
0.47	-	II _{l,ld} ^t	Туфосилициты липаритовые, липарит-дацитовые	Миоцен, Калифорния (табл. 8-4, 9, 11), силур, Южный Урал (табл. 7-16), миоцен, Камчатка (табл. 7-24, 25, 27), ордовик, Южный Урал (табл. 6-14, 16, 17), юра, Калифорния (табл. 6-34), мезозой, Югославия (табл. 6-45), юра, Италия (табл. 6-50), девон, Австралия (табл. 7-83)
0.44				
0.54	0-16.6	II _d ^t	Туфосилициты дацитовые, иногда известковистые	Миоцен, Калифорния (табл. 8-12), миоцен, Камчатка (табл. 8-22, 26), ордовик, Южный Урал (табл. 6-18) и Центральный Казахстан (табл. 6-21)
0.44				
			Дацитовый туф, кальцит (c)	

Таблица 3 (продолжение)

Кол-во анализов	Избыточная SiO ₂		Петрохимические параметры							k	c	Группа	Породы Примеси	Примеры (номера таблиц и анализов)
	среднее	пределы	s	b	m	f	a	t	n					
1	79.6	-	0.903	0.076	0.82	0.57	0.050	0.044	0.016	0.62	-	II _b ^t	Туфосилицит базальтовый	Палеозой, Невада (табл. 6-49)
			0.483	0.402	0.87	0.43	0.454	0.028	0.120	0.53	-		Базальтовый туф	
3	74.0	78.6-64.0	0.929	0.051	0.64	0.52	0.054	0.045	0.038	0.53	-	II _m ^m	Пелит-силициты	Кембрий, Хабаровский край (табл. 6-23), мезозой, Сахалин (табл. 6-42), нижний карбон, Гессен (табл. 7-63)
			0.545	0.188	0.94	0.39	0.398	0.023	0.237	0.43	-		Монтмориллонитовая морская глина	
22	69.2	77.0-52.5	0.866	0.051	0.83	0.53	0.088	0.020	0.046	0.70	Сл.	II _{sial} ^m	Сиаллит-силицит	Палеозой, Невада (табл. 7-46, 47, 49, 52-54, 58), нижний карбон, Гессен (табл. 7-64, 71-79)
			0.522	0.177	0.87	0.37	0.526	0.014	0.226	0.59	-		Сиаллитовая (гидрослюдистая) глина	
1	52.7	-	0.672	0.242	0.47	0.12	0.096	0.033	0.038	0.90	21.9 (dl)	II _{sial,dl} ^m	Доломитистый сиаллит-силицит	Палеозой, Невада (табл. 7-57)
			0.855	0.059	0.22	0.61	0.096	0.029	0.044	0.91	-		Бескарбонатный остаток	
			0.516	0.214	0.29	0.52	0.530	0.020	0.190	0.84	-		Гидрослюдистая глина	
1	68.1	-	0.829	0.082	0.46	0.20	0.080	0.032	0.048	0.92	5.3 (dl)	II _{sial,dl} ^m	Слабодоломитистый пелит-силицит	Палеозой, Невада (табл. 7-56)
			0.876	0.036	0.39	0.45	0.080	0.033	0.050	0.93	-		Бескарбонатный остаток	
			0.528	0.243	0.54	0.13	0.376	0.023	0.164	0.88	-		Монтмориллонитовая морская глина	
1	53.1	-	0.880	0.028	0.83	0.57	0.082	0.025	0.046	0.22	-	II _a ^m	Алевролит-силицит	Верхний мел, Вайоминг (табл. 8-14)
			0.698	0.061	0.86	0.42	0.240	0.017	0.174	0.16	-		Алевролит	
1	61.3	-	0.847	0.121	0.63	0.84	0.046	0.083	0.036	0.49	5.3 (Fe ₂ O ₃)	II _{s,f} ^m	Железистый псаммит-силицит	Юра, Швейцария (табл. 6-48)
			0.642	0.107	0.69	0.30	0.196	0.048	0.304	0.38	-		Аркозовый песчаник	
3	44.6	49.0-37.0	0.823	0.103	0.65	0.44	0.082	0.033	0.076	0.59	-	III _{ld} ^t	Кремнистые туфы	Миоцен, Калифорния (табл. 8-1), силур, Южный Урал (табл. 8-15), ордовик, Южный Урал (табл. 6-19)
			0.645	0.200	0.72	0.32	0.208	0.022	0.155	0.49	-		Липарит-дацитовый туф	
1	27.0	-	0.760	0.126	0.42	0.33	0.160	0.043	0.070	0.46	-	III _{ld} ^t	Кремнистый туф	Миоцен, Камчатка (табл. 8-32)
			0.630	0.150	0.50	0.18	0.292	0.027	0.154	0.36	-		Дацитовый туф	
3	30.2	36.0-21.0	0.723	0.106	0.78	0.59	0.194	0.040	0.123	0.42	0-2.6 (dl)	III _m ^m	Кремнисто-железистый пелитовый сланец	Миоцен, Калифорния (табл. 8-3), юра, Швейцария (табл. 6-51, 54)
			0.611	0.141	0.83	0.53	0.352	0.027	0.289	0.43	-		Монтмориллонитовая морская глина	

Таблица 3 (продолжение)

Кол-во анализов	Избыточная SiO ₂		Петрохимические параметры						
	среднее	пределы	s	b	m	f	a	t	n
3	24.8	28.0-20.0	0.810	0.085	0.63	0.53	0.118	0.051	0.069
			0.706	0.114	0.70	0.38	0.206	0.035	0.145
5	40.0	47.6-34.0	0.763	0.084	0.87	0.65	0.190	0.012	0.069
			0.568	0.141	0.90	0.48	0.470	0.009	0.156
2	16.0	19.0-13.0	0.775	0.118	0.60	0.56	0.148	0.035	0.068
			0.696	0.138	0.68	0.43	0.218	0.021	0.127

Таблица 4

Средние составы карбонатно-кремнисто-железистых и карбонатно-глинисто-железистых пород и их силикатного остатка для некоторых неизменных железорудных формаций докембрия

Содержание Fe, вес.%		Силикатный остаток, вес.%	Петрохимические параметры						
в карбонатной форме	в окисной форме		s	b	m	f	a	t	n
55.2	12.3		0.441	0.655	1.00	0.80	0.004	0.100	Не опр.
		32.5	0.984	0.023	1.00	0.17	0.004	0.072	" "
14.1	38.9		0.547	0.590	0.88	0.83	0.032	Следы	" "
		61.1	0.884	0.144	0.75	0.31	0.036	"	" "
18.1	29.9		0.486	0.653	0.68	0.81	0.034	0.038	" "
		52.0	0.928	0.059	0.75	0.39	0.038	0.024	" "
30.0	18.2		0.441	0.630	0.72	0.79	0.060	0.009	" "
		51.8	0.840	0.169	0.67	0.39	0.060	0.005	" "
56.4	12.6		0.146	0.769	0.49	0.74	0.890	0.017	" "
		31.0	0.440	0.167	0.51	0.52	1.050	0.011	" "

k	c	Группа	Породы Примеси	Примеры (номера таблиц и анализов)
0.39	-	III _m ^m		
0.82	-	III _m ^m	Кремнисто-пелитовые сланцы Пелитовая глина	Нижний карбон, Гарц (табл. 6-24, 25), Гессен (табл. 7-77, 79, 81)
0.69	-	IV _i ^t		
0.52	-	IV _i ^t	Ямшовидный туф липаритовый Липаритовый туф	Силур, Южный Урал (табл. 8-18), миоцен, Камчатка (табл. 8-28)
0.41	-			

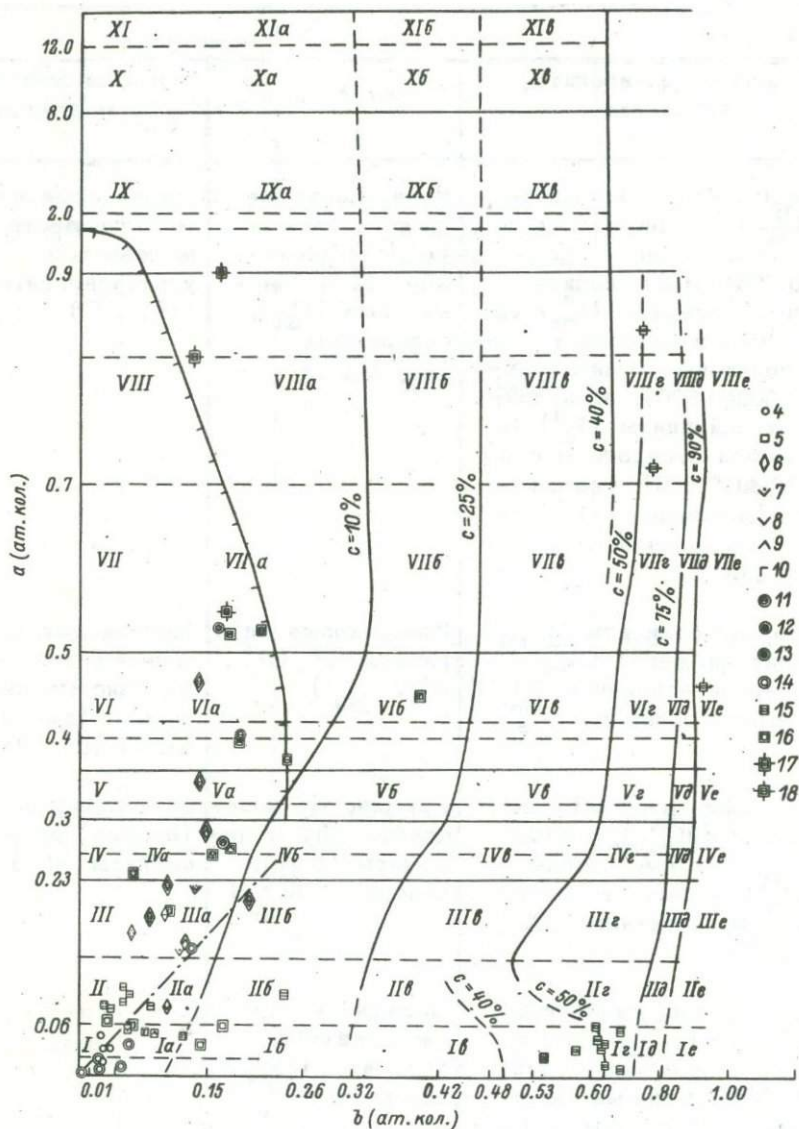
глинисто-железистых пород и их силикатного остатка и фанерозоя (по материалам Lepp, Goldich, 1964)

k	f	Группа	Порода Состав силикатной примеси	Примеры
" "	" "	II _{sd} ^{f,c}		
" "	29.0	II _{sd} ^{f,c}	Сидеритисто-железистый силицит Силицит	Миннесота, Майн, Мезеби
" "	" "	II _{sd} ^{f,c}		
" "	38.0	II _{sd} ^{f,c}	Сидеритисто-железистый силицит Ультрасилицит	Висконсин-Мичиган, Гогенбург
" "	" "	II _{sd} ^{f,c}		
" "	36.0	II _{sd} ^{c,f}	Железисто-сидеритистый силицит Силицит	Миннесота, Куйна
" "	" "	IX _t		
" "	8.0	IX _t	Ферролатеритовый сидеритовый мергель Латерит	Англия, Кливленд (лейас)
" "	" "			

Таблица 4 (продолжение)

Содержание Fe, вес. %		Сили- катный оста- ток, вес. %	Петрохимические параметры								Группа	Порода Состав силикатной примеси	Примеры	
в кар- бонат- ной форме	в оки- сной форме		s	b	m	f	a	t	n	k				f
57.6	15.2		0.144	0.794	0.24	0.78	0.726	0.000	Не опр.	Не опр.	21.0	VIII r	Ферросиаллитовый си- деритовый мергель Сиаллит	Англия, Нортхэмптон- шир (юра)
		27.2	0.498	0.135	0.58	0.53	0.856	0.000	" "	" "				
47.7	30.3		0.133	0.947	0.38	0.62	0.466	0.029	" "	" "	100.0	VI d	Железисто-субсиал- литовый сидерит Субсиаллит	Нью-Йорк, формация Клинтон
		22.0	0.578	0.172	0.61	0.42	0.502	0.018	" "	" "				
70.0	3.1		0.253	0.705	0.53	0.64	0.008	0.100	" "	" "	2.0	III ^c sd	Кремнистый сидерит Ультрасилицит	Квебек, Мистассини, верхняя сидерит-крем- нистая пачка формации Тимис Каминг
		26.3	0.958	0.053	0.65	0.40	0.010	Сл.	" "	" "				
66.5	-		0.314	0.605	0.71	0.83	0.054	-	0.004	1.00	1.7	III ^c sd	Кремнистый сидерит Ультрасилицит	Мичиган, р. Аирон, по- лосчатая кремнисто- карбонатная железоруд- ная формация
		33.5	0.914	0.032	0.67	0.44	0.064	-	0.014	1.00				
57.4	1.6		0.410	0.515	0.87	0.86	-	-	Не опр.	Не опр.	3.1	III ^c sd	Кремнистый сидерит Ультрасилицит	Мичиган, р. Марквит, карбонатная железоруд- ная формация
		41.0	1.00	-	-	-	-	-	" "	" "				
54.6	3.5		0.384	0.552	0.87	0.85	0.024	0.187	" "	" "	3.1	III ^c sd	Кремнистый сидерит Ультрасилицит	Висконсин-Мичиган, Гогебик, карбонатная железорудная формация
		40.1	0.954	0.024	0.58	0.51	0.028	0.117	" "	" "				
16.7	30.4		0.513	0.625	0.69	0.88	0.014	-	" "	" "	49.0	II ^{f,c} sd	Железисто-сидерито- вый силицит Ультрасилицит	Миннесота, Мезаби, средний состав кремни- стого комплекса форма- ции Бивабик
		52.9	0.968	0.024	0.50	0.50	0.009	-	" "	" "				
13.4	30.6		0.513	0.633	0.78	0.85	0.023	-	" "	" "	31.4	II ^{f,c} sd	Железисто-сидерито- вый силицит Ультрасилицит	Миннесота, Мезаби, средний состав сланце- вого комплекса форма- ции Бивабик
		66.0	0.908	0.062	0.73	0.42	0.028	-	" "	" "				

Над- группа	Содержа- ние избы- точной SiO ₂ , вес. %	Состав		примеси		
		Туфы	Туфопесчаники, туфоалевролиты	Глины, алевролиты, песчаники	Карбонаты	Окислы железа и марганца
Ультра- силициты I	>80	Туфоультрасилициты I ^t : липаритовые (I _l ^t), липарит-даци- товые (I _{ld} ^t), дацито- вые (I _d ^t), андезит- дацитовые (I _{ad} ^t), андезитовые (I _{and} ^t) и т.д.	Туффит-ультра- силициты (I ^{ts})	Сиаллит-ультрасилициты (I ^m _{all}) (в примеси сиал- литовые глины с $\alpha =$ $= 0.500 \div 0.950$), пелит- ультрасилициты (I ^m _m) (в примеси пелитовые и алев- ропелитовые глины с $\alpha =$ $= 0.300 \div 0.500$), алевролит- ультрасилициты (I ^m _α) (в примеси алевролиты с $\alpha =$ $= 0.230 \div 0.300$), псаммит- ультрасилициты (I ^m _s) (в примеси песчаники с $\alpha <$ < 0.230)	Известковистые ультрасилициты (I ^c): кальцито- вые (I _c ^c), доло- митовые (I _{dl} ^c), сидеритовые (I _{sd} ^c) и др.	Железистые и марганцовисто- железистые ультрасилициты (I ^f , I ^{fm})
Силициты II	80-50	Туфосилициты II ^t (II _l ^t , II _{ld} ^t , II _d ^t , II _{ad} ^t , II _{and} ^t и т.д.)	Туффит-силициты (II ^{ts})	Сиаллит-силициты (II ^m _{all}), пелит-силициты (II ^m _m), алевролит-силициты (II ^m _α), псаммит-силициты (II ^m _s)	Известковые си- лициты II ^c (II _c ^c , II _{dl} ^c , II _{sd} ^c)	Железистые и марганцовисто- железистые си- лициты (джепси- литы) (II ^f , II ^{fm})
Субсили- циты III	50-20	Кремнистые туфы III ^t (III _l ^t и т.д.)	Кремнистые туф- фиты (III ^{ts})	Кремнисто-сиаллитовые сланцы (III ^m _{all}), кремни- сто-пелитовые сланцы (III ^m _m), кремнистые алев- ролиты, песчаники (III ^m _α и III ^m _s)	Кремнистые изве- стняки (III ^c _c), до- ломиты (III ^c _{dl}), сидериты (III ^c _{sd})	Обогащенные (рудные) дже- спилиты (III ^f)
Псевдо- силициты IV	20	Яшмовидные туфы IV ^t (IV _l ^t и т.д.)	Яшмовидные туффиты (IV ^{ts})	Яшмовидные сиаллитовые сланцы (IV ^m _{stal}), яшмо- видные пелитовые сланцы (IV ^m _m), „сливные“ квар- цевые алевролиты, песча- ники (IV ^m _α , IV ^m _s)	Окремненные из- вестняки (IV ^c _c), доломиты (IV ^c _{dl}) сидериты (IV ^c _{sd})	-



песчаниками, часто кварцевыми (сильно дифференцированные осадочные толщи). В других кремнистых формациях в качестве примеси преобладают нормальные умеренноглиноземистые морские глины и реже алевриты и песчаники.

В составе докембрийских неизмененных железистых формаций, по данным Леппа и Голдиха (Lepp, Goldich, 1964), существенную роль играют соединения железа в карбонатной и окисной форме, а силикатная составляющая представлена ультрасилицитом или силицитом. В карбонатно-глинисто-железистых молодых формациях в качестве силикатной примеси присутствует латеритный или сиаллитовый материал, а железо находится также в карбонатной и окисной форме (табл. 4).

Заканчивая краткую характеристику химизма кремнистых и карбонатно-кремнисто-железистых отложений, надо подчеркнуть, что и эти своеобразные породы несут в своем составе важную информацию об условиях образования. Эта информация возрастает при использовании более тонких химических особенностей состава вулканического, пелитового и обломочного материала (их щелочности, калиевости и т.д.). К сожалению, точность определения малых количеств щелочей и других компонентов в кремнистых породах невелика, а при пересчетах ошибки нарастают, соответственно уменьшая достоверность выводов.

Выявление кремнистых пород среди перекристаллизованных метаморфических образований докембрия по петрохимическим данным, как уже говорилось, пока невозможно. Вероятно, это можно будет сделать на базе тонкого сравнительного геохимического изучения кремнистых пород различного генезиса и существенно кварцевых псаммитолитов. Пока же на присутствие среди метаморфических образований кремнистых толщ могут указывать специфические парагенезисы пород (кварцит-карбонатные, кварцит-вулканические, джеспилиты и т.п.) и отсутствие в таких существенно кварцевых породах реликтов обломочных (окатанных) аксессуарных минералов (циркона и др.).

Рис. 8. Средние составы кремнистых и железистых пород различных формаций на диаграмме *ab*.

1-3 - см. рис. 4; 4 - ультрасилициты; 5 - силициты; 6 - субсилициты; 7 - псевдосилициты. Состав примеси, пирокластический материал: 8 - липаритового и липарит-дацитового, 9 - дацитового, 10 - базальтового составов; осадочный материал: 11 - пелитовый, 12 - субсиаллитовый, 13 - алевритовый и песчаный, 14 - карбонатный (доломитовый); 15 - сидеритовые ферросилициты (джеспилиты); 16 - кремнистый остаток ферросилицитов; 17 - сиаллит-железистые породы; 18 - их силикатный остаток (сиаллит).

Несиликатные* и смешанные пелит-карбонатные, алеврит- и псаммит-карбонатные и железистые породы

Выше мы рассмотрели систематику смешанных пород с участием кремнистого фонового осадка (табл. 5). Еще большее распространение имеют карбонатные породы как чистые, так и смешанные в разных пропорциях с пелитовым, алевритовым и псаммитовым материалом. Довольно часто существенную примесь в силикатных породах, особенно латеритах, образуют окислы железа, марганца и некоторых других элементов.

В качестве несиликатных карбонатных пород рассматриваются карбонатолиты, содержащие менее 10% силикатного остатка.

Несиликатные карбонатные породы. К этой категории обычно относят известняки, доломиты и смешанные известняково-доломитовые породы. В существующей классификации (Страхов, 1963) последние подразделяются на шесть групп (табл. 6).

Надо подчеркнуть, что если преобладающая масса более или менее чистых карбонатолитов относится к известняково-доломитовой надгруппе, то в смешанных пелит-карбонатных, кремнисто-карбонатных и других подобных типах пород достаточно широко распространены железистые, магнезиально-железистые карбонаты, нередко с примесью кальцита до 10-15% (сидериты, сидероплезиты - 5-30% $MgCO_3$, пистомезиты - 30-50% $MgCO_3$) и магнезиально-железисто-кальциевые карбонаты (анкериты). Сидериты являются важной составляющей частью неизменных карбонатно-кремнисто-железистых формаций (Lepp, Goldich, 1964). Пистомезиты отмечаются в слабоизвестковистых сланцевых толщах типа «свиты бурошпатовых филлитов» бодайбинской серии среднего течения р. Мамы (А.Н. Неелов, 1957 г.) и аналогичных породах бодайбинской серии Бодайбинского синклинория. Железистые карбонаты встречаются и в более молодых отложениях: в юрских оолитовых железистых осадках Англии (Cohen, 1952) в битуминозных сланцах формации Грин-Ривер в Вайоминге, Колорадо и Юте (Milton, Eugster, 1959) и др.

Поэтому в классификационной петрохимической сетке (рис. 3) наряду с минералами известняково-доломитовой надгруппы мы учитываем и железистые карбонаты в составе параметра С.

Смешанные пелит-карбонатные, алеврит-карбонатные, псаммит-карбонатные и железистые породы. Существующие классификации смешанной категории пород рассматриваемого типа

* Нами рассмотрены только карбонатные несиликатные породы, так как другие группы пород этой категории в метаморфических комплексах встречаются редко.

Т а б л и ц а 6

Классификация известняково-доломитовых пород, %

Группа	CaCO_3	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Известняк	95-100	5-0
Слабодоломитовый известняк	80-95	20-5
Доломитовый известняк	50-80	50-20
Известковый доломит	20-50	80-50
Слабоизвестковый доломит	5-20	95-80
Доломит	0-5	100-95

С.Г. Вишнякова (1933) и других исследователей основываются на количественном соотношении в смешанных породах карбонатной и силикатной составляющих. В некоторых из них учитывается гранулометрический состав силикатной составляющей. Для петрохимических исследований с формационным уклоном эта информация является недостаточной. Более корректные данные в этом отношении могут быть получены при использовании детальной классификации силикатных осадочных пород в качестве основы сводной классификации силикатной, карбонатной, железистой и смешанной категорий осадочных пород (табл. 7, рис. 9). В этом случае петрохимические особенности силикатного остатка в карбонатолитах и смешанных породах позволяют значительно более полно охарактеризовать их состав и условия образования.

Важные данные могут быть получены при изучении характера слоистости и условий ее образования в смешанных породах и карбонатолитах даже в том случае, если макроскопически она слабо выражена.

Дальнейшее литолого-формационное изучение силикатных осадочных пород с выделением классов (по параметру n), семейств (параметр k) и типов (по некоторым другим параметрам) позволит, по-видимому, наиболее полно использовать петрохимические особенности толщ, включающих смешанные породы и карбонатолиты, для выявления условий их образования.

В предлагаемой классификации каждой из 11 петрохимических групп силикатных пород, выделенных по глиноземистому модулю, соответствуют группы смешанных пород: а - $b = 0.040 \div 0.150$ или $c < 10\%$, б - $b > 0.150$ или $c = 10 \div 25\%$, в - $c = 25 \div 50\%$, г - $c = 50 \div 75\%$, д - $c = 50 \div 75\%$ и е - $c > 90\%$. Во многих группах выделяются „лейкократовые“ силикатные осадочные породы ($b < 0.040$), содержащие небольшие количества окислов Fe, Mn, Mg и Ca в составе алюмосиликатов и силикатов, и более „меланократовые“ (граувакки, туффиты основного и среднего

Таблица 7

Петрохимическая классификация силикатной, несилкатной (карбонатной) и смешанной категорий осадочных пород (сводная таблица)

Параметр α	Петрохимические группы силикатных пород и силицитов		Петрохимические группы смешанных пород				Карбонатолиты
	$b < 0.04$	$a (b = 0.04 \div 0.15$ или $c < 10\%$)	$\beta (b > 0.15$ или $c = 10 \div 25\%$	$\theta (c = 25 \div 50\%)$	$\varepsilon (c = 50 \div 75\%)$	$\delta (c = 75 \div 90\%)$	$e (c > 90\%)$
I (< 0.060)	Мономиктовые псаммитолиты		Карбонатистые, железистые	Карбонатистые, высокожелезистые (джеспилиты)	Песчаные карбонатолиты (с кваршем), ультрасилицитовые карбонатолиты, кварцево-железистые породы (обогатенные джеспилиты)	Песчанистые карбонатолиты, ультрасилицитовые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью зерен кварца или слабоскремнистые
	Кварцевые псаммитолиты, ультрасилициты ($SiO_2^{H35} > 80\%$)	Слабокарбонатные, слабожелезистые					
II ($0.060-0.140$)	Олигомиктовые псаммитолиты		То же	Карбонатные, карбонатно-железистые	Песчаные карбонатолиты	Песчанистые карбонатолиты, силицитистые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью олигомиктового песчаного материала или слабоскремнистые
	Олигомиктовые песчаники, силициты ($SiO_2^{H35} = 80 \div 50\%$)	Слабокарбонатные, слабожелезистые					
III ($0.140-0.230$)	Полимиктовые псаммитолиты		Граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава	Карбонатные, карбонатно-железистые полимиктовые псаммитолиты	То же	Песчанистые карбонатолиты, субсилицитовые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью полимиктового песчанистого и туффового материала
	Кислые туффиты, субсилициты ($SiO_2^{H35} = 50 \div 20\%$)	Аркозы, субаркозы ($b = 0.04 \div 0.1$), полимиктовые песчаники ($b = 0.1 \div 0.15$)					
IV ($0.230-0.300$)	Алевролиты		Граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, карбонатистые и железистые алевролиты	Карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммитолиты	Алевролитовые карбонатолиты	Алевролитистые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью алевролитистого или глиноземистого псаммитового материала
	Олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты	Полимиктовые алевролиты					
У ($0.300-0.360$)	Аргиллиты	Алевропелитовые аргиллиты	Карбонатистые (железистые)	Карбонатные	Мергели (малоглиноземистые)	Глинистые карбонатолиты (малоглиноземистые)	Карбонатолиты с примесью алевропелитового материала
У1 ($0.360-0.500$)		Пелитовые аргиллиты	То же	То же	Мергели (умеренноглиноземистые)	Глинистые карбонатолиты (умеренноглиноземистые)	Карбонатолиты с примесью пелитового материала

Таблица 7 (продолжение)

Параметр α	Петрохимические группы силикатных пород и силицитов		Петрохимические группы смешанных пород				Карбонатолиты	
	$b < 0.04$	$a (b = 0.04 \div 0.15$ или $c < 10\%)$	$b (b > 0.15$ или $c = 10 \div 25\%)$	$b (c = 25 \div 50\%)$	$a (c = 50 \div 75\%)$	$a (c = 75 \div 90\%)$		$e (c > 90\%)$
VII (0.500-0.700)	Силлиты	Субсиаллиты		Карбонатистые (железистые)	Карбонатные	Мергели субсиаллитовые	Субсиаллитистые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью субсиаллитового материала
		Пирофиллитовые	Иллитовые, гидрослюдистые и др.					
VIII (0.700-0.950)	Силлиты	Слабокарбонатные, слабожелезистые	То же	Высокожелезистые ($C_{Fe_2O_3} = 25 \div 40\%$), карбонатистые ($C_{carb} = 25 \div 50\%$)	Ферросиллиты ($C_{Fe_2O_3} > 40\%$), мергели силлитовые	Силлитовые карбонатолиты	Карбонатолиты с примесью силлитового материала	
IX (0.950-8.000)	Аллиты	Латериты	Слабожелезистые	Железистые	Высокожелезистые ($C_{Fe_2O_3} = 25 \div 40\%$)	Ферролатериты ($C_{Fe_2O_3} > 40\%$)	-	-
		Латеритбокситы	То же	То же	То же	Ферролатерит-бокситы ($C_{Fe_2O_3} > 40\%$)	-	-
XI (> 12.0)		Бокситы	" "	" "	" "	-	-	

Таблица 8

Средние составы пород нижнего ятулия Центральной Карелии по данным В.А. Соколова и др. (1970) и А.А. Савельева

Номер анализа	Свита, пачка, порода	Кол-во анализов	Петрохимические характеристики									
			<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>f</i> ₀	<i>C</i> , %
1	Верхняя пачка. Пелитовые аргиллиты (α_3^3)	4	0.522	0.188	0.95	0.47	0.472	0.099	0.179	0.97	91.6	Доломит, анкерит 0-7.5
2	Пелитовые и карбонатисто-пелитовые аргиллиты (α_3^1)	6	0.582	0.175	0.91	0.53	0.380	0.026	0.178	0.96	96.2	Доломит 0-18.3
3	Алевропелитовые аргиллиты и карбонатисто-алевропелитовые аргиллиты (α_2^2)	5	0.608	0.184	0.82	0.59	0.340	0.028	0.142	0.96	93.0	Доломит 0-16.2
4	Алевропелитовые аргиллиты и карбонатисто-алевропелитовые аргиллиты (α_2^1)	3	0.625	0.166	0.80	0.45	0.312	0.028	0.141	0.97	91.3	Кальцит 0-15.0
5	Полимиктовый песчаник (α_0^4)	1	0.693	0.198	0.73	0.46	0.204	0.023	0.080	0.92	89.3	-
6	Олигомиктовый песчаник (α_0^3)	1	0.821	0.057	0.85	0.52	0.122	0.020	0.074	0.95	73.8	-
7	Средняя пачка. Пелитовые аргиллиты (α_3)	5	0.578	0.145	0.84	0.50	0.400	0.023	0.183	0.97	92.2	-

Таблица 8 (продолжение)

Номер анализа	Свита, пачка, порода	Кол-во анализов	Петрохимические характеристики									
			<i>S</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	α	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	f_0	<i>C</i> , %
8	Алевропелитовый аргиллит (α_2^2)	1	0.589	0.192	0.90	0.61	0.342	0.025	0.164	0.97	92.9	-
9	Алевролит (α_1^2)	1	0.647	0.129	0.93	0.44	0.296	0.018	0.148	0.97	88.2	-
10	Кварцевые песчаники (α_0^1)	23	0.983	0.004	0.00	0.70	0.010	0.027	0.008	0.66	100	-
11	Нижняя пачка. Субсиаллиты (α_4)	2	0.480	0.104	0.97	0.22	0.676	0.025	0.237	0.96	96.6	Анкерит 0-3.3
12	Пелитовый аргиллит (α_3^3)	1	0.548	0.155	0.97	0.57	0.468	0.031	0.210	0.98	93.6	-
13	Алевропелитовый аргиллит (α_2^2)	4	0.614	0.162	0.80	0.49	0.348	0.025	0.151	0.89	82.1	Анкерит 0-7.7
14	Алевролиты (α_1^2)	7	0.664	0.138	0.92	0.46	0.266	0.031	0.127	0.96	93.5	Анкерит 0-7.7
15	Кварцевые песчаники с глинистым цементом (α_0^2)	8	0.935	0.015	0.87	0.42	0.048	0.003	0.022	0.79	94.2	-
16	Песчаники с карбонатным цементом	1	0.600 0.965	0.260 0.038	0.49 0.29	0.07 0.52	0.142	0.000	0.114	0.39	38.6	Доломит 29.0
17	Песчаники с карбонатным цементом	1	0.740 0.767	0.106 0.051	0.62 0.93	0.22 0.50	0.188	0.008	0.105	0.87	89.6	Доломит 9.2
18	Алевролит с карбонатным цементом	1	0.625 0.708	0.190 0.091	0.69 0.89	0.33 0.46	0.268	0.009	0.084	0.89	31.2 35.3	Доломит, анкерит 12.3
5 1331 19	Песчаники аркозовые (α_0^4)	12	0.760	0.029	0.78	0.51	0.180	0.008	0.148	-0.82	81.0	Кальцит 0-3.4
20	Алевролит (α_1^1)	2	0.707	0.024	0.80	0.30	0.232	0.008	0.202	0.78	88.5	-
21	Песчаники олигомиктовые (α_0^3)	3	0.896	0.020	0.06	0.75	0.066	0.009	0.054	0.94	69.4	-
22	Песчаники олигомиктовые (α_0^4)	3	0.784	0.037	0.92	0.32	0.160	0.012	0.115	0.67	79.0	-
23	Пикрит (S_1^2)	1	0.400	0.606	0.48	0.42	0.490	0.077	0.064	0.34	33.9	-
24	Пикрит (S_1^2)	2	0.415	0.626	0.74	0.34	0.438	0.061	0.095	0.05	35.4	-
25	Габбро-диабаз (S_2^1) (базанит)	1	0.435	0.552	0.88	0.45	0.350	0.096	0.144	0.52	78.4	-
26	Диабаз (S_2^1) (базанит)	2	0.431	0.484	0.64	0.28	0.458	0.052	0.142	0.07	34.3	-
27	Габбро-диабазы, мандельштейны (S_2^2), субщелочные, натрий-калиевые (базанит-базальтовая группа)	3	0.454	0.503	0.65	0.41	0.344	0.083	0.170	0.27	65.0	-
28	Мандельштейны, порфириты (S_2^2), субщелочные высоконатровые (базанит-базальтовая группа)	5	0.458	0.520	0.72	0.32	0.360	0.045	0.151	0.05	56.2	-
29	Габбро-диабазы, диабазы, порфириты, мандельштейны (S_2^2), малощелочные, натровые (базанит-базальтовая группа)	4	0.461	0.527	0.72	0.38	0.352	0.068	0.113	0.18	35.9	-

Таблица 8 (продолжение)

Номер анализа	Свита, пачка, порода	Кол-во анализов	Петрохимические характеристики									
			s	b	m	f	α	t	n	k	f_0	$c, \%$
30	Диабазы, мандельштейны, порфириты (S_2^2), малощелочные, высоконагровые (базанит-базальтовая группа)	8	0.464	0.558	0.56	0.33	0.348	0.058	0.096	0.04	38.3	-
31	Габбро-диабазы, диабазы (S_2^3), субщелочные, натровые (базальтоидная группа)	3	0.492	0.413	0.62	0.39	0.322	0.070	0.191	0.16	51.0	-
32	Габбро-диабазы, диабазы (S_2^3), умереннощелочные, высоконагровые	12	0.484	0.496	0.68	0.35	0.306	0.089	0.148	0.05	39.0	-
33	Диабазы, порфириты, мандельштейны (S_2^3), малощелочные, высоконагровые (базальты)	20	0.486	0.521	0.63	0.37	0.318	0.063	0.103	0.06	37.1	-
34	Пегматонидный габбро-диабаз (S_2^4 - андезит-базальтового состава), субщелочной, натрий-калиевый	1	0.521	0.390	0.80	0.46	0.320	0.038	0.190	0.41	39.3	-
35	Пегматонидные габбро-диабазы, альбититы, порфириты (S_2^4), субщелочные, натровые, высоконагровые (андезит-базальтовая группа)	5	0.518	0.385	0.60	0.37	0.292	0.084	0.196	0.09	49.4	-
36	Габбро-диабазы, диабазы, порфириты (S_2^4) умереннощелочные, натровые, высоконагровые, высокомагнезиальные (андезит-базальтовая группа)	7	0.509	0.436	0.67	0.38	0.308	0.078	0.135	0.08	38.7	-
37	Порфириты, андезит-базальты (S_2^4), умереннощелочные, высоконагровые, кальциевые	3	0.517	0.470	0.42	0.34	0.292	0.077	0.115	0.04	42.7	-
38	Диабазы, мандельштейны (S_2^4), малощелочные, натровые (андезит-базальтовая группа)	3	0.514	0.530	0.47	0.32	0.300	0.040	0.039	0.07	54.2	-

состава и т.п.). Последние попадают по химическому составу в группу „б“ смешанных пород, хотя к ним и не относятся. Это касается главным образом силикатных пород III и IV групп. Но для этих слабодифференцированных групп силикатных осадков обычно не характерна существенная примесь карбонатов или окислов железа. Карбонаты и свободные окислы железа ассоциируются обычно с более сильно дифференцированными отложениями I, II групп и „лейкократовыми“ разновидностями пород III и IV групп, а окислы железа, кроме того, с сиаллитами и аллитами.

В качестве примера петрохимического анализа природных объектов можно привести химическую характеристику разреза нижнего ятулия Центральной Карелии, детально изученного В.А. Соколовым с соавторами (1970) и А.А. Савельевым.

Отложения нижнего ятулия имеют чрезвычайно невыдержанную по латерали мощность (от 0–30 до 1000 м и более). В основании развиты терригенные породы, а в кровле основные вулканиты. Осадочная толща подразделена на четыре пачки: 1 – гравелит–кварцит–песчаниковая, иногда с базальными кварцевыми конгломератами в основании, 2 – кварцитовая (кварциты, кварцевые песчаники), 3 – глинисто–гравелит–песчаниковая, 4 – песчаниковая. Осадки относятся к фаціальным обстановкам, меняющимся от аллювиально–озерных к аллювиально–прибрежным и бассейновым. Отмечается два крупных осадочных трансгрессивно–регрессивных цикла. Нижний осадочный цикл венчается в ряде разрезов кварцитовой пачкой, выше которой залегают кварцевые гравелиты с прослоями глинистых сланцев с трещинами усыхания и другими признаками относительного мелководья. Регрессивная часть верхнего осадочного цикла выражена появлением кварцевых конгломератов и гравелитов. В верхах нижнего ятулия залегают эффузивы основного состава, имеющие мощность до 90 м (Соколов и др., 1970, с. 54).

В табл. 8 и на рис. 10 приведены средние составы осадочных пород и вулканитов (по пачкам). В составе нижней пачки отмечаются наряду с кварцитами и гравелитами умеренно- и высокоглиноземистые алевропелитовые и иногда слабокарбонатные (анкерит) пелитовые аргиллиты (анализы 12, 13) и субсиаллиты (анализ 11). В средней пачке преобладают почти чистые кварциты (I группа) и аркозовые песчаники (группа IIIa). В третьей и четвертой пачках преобладают олигомиктовые и полимиктовые песчаники, алевропелитовые и пелитовые аргиллиты со значительной примесью доломита, кальцита и анкерита. Важной петрохимической особенностью пелитов нижнего ятулия является их высокая калиевость ($K > 0.90$) и магнезиальность. Песчаники также в большинстве своем калиевые и высококальциевые и магнезиальные, за исключением ортокварцитов, относящихся к типу высококальциевых.

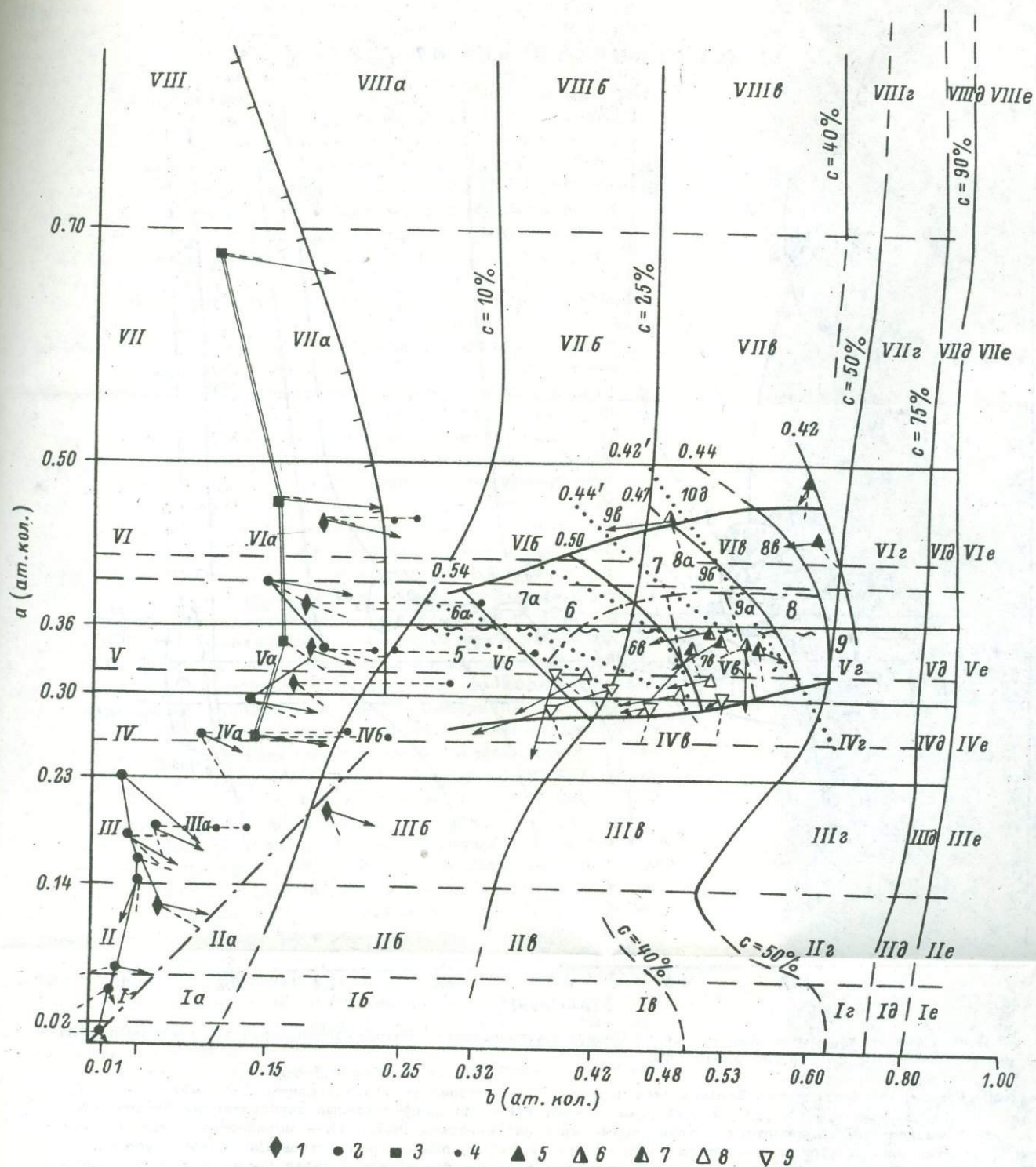
Среди вулканитов преобладают породы, относящиеся к группам базальтов (s_2^3) и андезит-базальтов (s_2^4), умереннощелочных (n_2^2) и субщелочных (n_2^3), высоконатровых, часто с повышенным титанистым модулем. Реже встречаются вулканиты и дайки базанит-базальтового, базанитового и пикритового состава, мало- и умереннощелочные, высоконатровые и натровые, а иногда кали-натровые и натрий-калиевые.

Подобная достаточно специфическая по химизму ассоциация осадочных пород и вулканитов характерна для стабильных субплатформенных обстановок и эпох интенсивного химического выветривания (базальные автохтонные субплатформенные формации, аркозовые).

По химизму большая часть вулканитов близка к формациям траппов молодых платформ.

НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОХИМИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В предыдущих разделах рассматривались вопросы петрохимии пород, не испытавших существенных метаморфических преобразований. Правомерность использования петрохимических исследований при литолого-формационных реконструкциях метаморфических комплексов требует специального обсуждения. В первую очередь это обусловлено тем, что проблема стабильности-подвижности порообразующих элементов в условиях регионального метаморфизма до последнего времени является дискуссионной. Исследования по этой проблеме имеют длительную историю (Niggli, 1924; Харкер, 1937; Escola, 1939; Shaw, 1956; Т.И. Фролова, 1962 г.; Судовиков, 1964; Engel e. a., 1964; Heier, Adams, 1965 г.; А.А. Маракушев, 1965, 1975 г.; Великославинский, 1966; Fähring e. a., 1967 г.; Lambert, Heier, 1968; Хильтова и др. 1969; Влияние..., 1972; Н.Л. Добрецов и др., 1970 г.; М.Д. Крылова и др., 1972 г.; Пара- и ортоамфиболиты..., 1972; Кулиш, 1973; Кебезинскас, 1974; Литология..., 1974; Лобач-Жученко и др., 1974, и многие другие). Все исследователи указывают на существенную миграцию и удаление при прогрессивном метаморфизме летучих компонентов; в отношении же поведения главных порообразующих элементов при метаморфизме существуют различные мнения. В определенной степени это связано с применяемой различными авторами методикой петрохимических исследований. К таким методам относятся: 1) сравнение составов определенных типов осадочных пород (принадлежащих к одному и тому же элементу ритма в ритмически слоистых метаосадках) в пачках, непосредственно прослеженных по их простиранию в разных зонах метаморфизма, с одновременным литологическим контролем, подтверждающим отсутствие существенных фашиальных изменений осадков по простиранию пачки (Влияние..., 1972; Петров, Макрыгина, 1975; Литология..., 1974, и др.); 2) сравнение однотипных пород в разных зонах метаморфизма без прослеживания конкретных пачек и слоев из зоны в зону (Лападю-Арг, 1950; Великославинский, 1966; Miyashiro, Haramura, 1966; Кебезинскас,



◆ 1 ● 2 ■ 3 ● 4 ▲ 5 ▲ 6 ▲ 7 ▲ 8 ▼ 9

Рис. 10. Средние составы пород нижнего ятулия Центральной Карелии по данным В.А. Соколова и др. (1970) и А.А. Савельева (1975 г.).

Осадочные породы: 1 - верхняя пачка, 2 - средняя пачка, 3 - нижняя пачка, 4 - составы смешанных (с карбонатной составляющей) пород; вулканыты: 5 - высокоглиноземистые пикриты, 6 - высокоглиноземистые щелочные базаниты, 7 - базанит-базальты субщелочные, 8 - базальты, 9 - андезит-базальты. Поля осадочных пород (римские цифры) см. на рис. 9, поля вулканытов (арабские цифры) - на рис. 5.

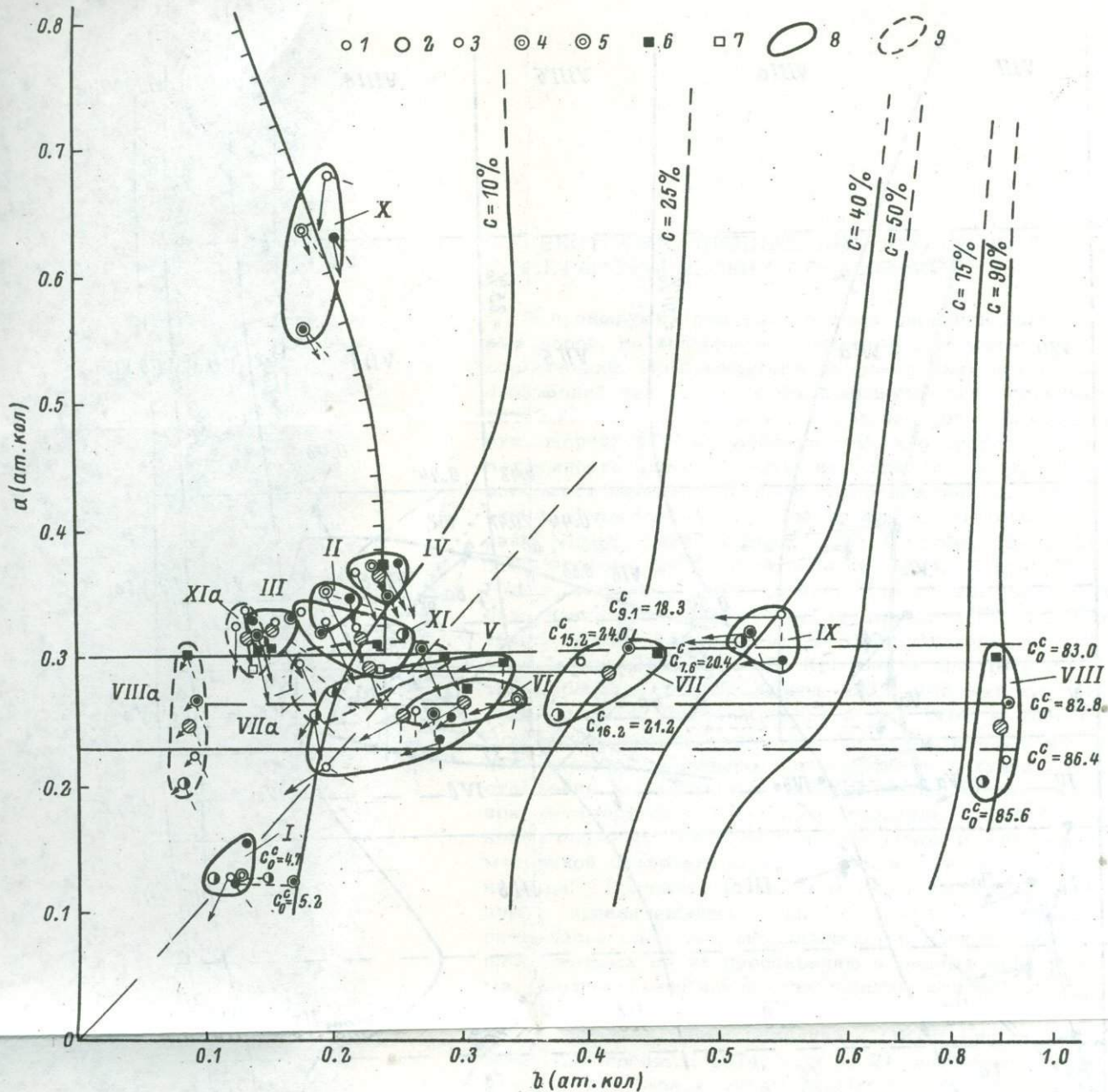


Рис. 11. Поля составов пород бодайбинской серии Северо-Байкальского и Патомского нагорий (по средним пробам) из разных зон метаморфизма на диаграмме ab .

I - метапесчаники; II - метапелиты баллаганахской свиты; III - метапелиты вачской свиты, IV - метапелиты; V, VI - метаморфизованные туфоалевролиты анангской свиты; VII - метаморфизованные карбонатистые алевролиты; VIII - метаморфизованные алевролитистые кальцитовые мраморы жуинской свиты; IX - метабазы медвежьей свиты; X - метасиллиты пурпильской свиты (серии анализов I-X из различных участков Патомского нагорья. - Влияние..., 1972); XI - метааргиллиты свиты бурощпатовых филлитов бодайбинской серии среднего течения р. Мамы (Литология..., 1974).

Зоны и фации регионального метаморфизма: 1 - серицит-хлоритовая; 2 - биотит-мусковитовая фации зеленых сланцев; 3 - эпидот-амфиболитовая фация; 4 - олигоклазовая; 5 - ставролит-альмандиновая; 6 - кианит-альмандиновая; 7 - зона ультраметаморфизма; 8 - поля составов силикатных и смешанных категорий пород; 9 - поля составов силикатных остатков в категории смешанных пород (VIIa, VIIIa и XIa).

1974, и др.); 3) сравнение средних составов метаморфических комплексов в разных зонах метаморфизма или в определенных частях древних структур (шитов) на основании данных опробования больших площадей по сетке или по профилям с учетом или без учета средневзвешенного распространения разных типов пород на площади (Eade e. a., 1966; Лобач-Жученко и др., 1974, и др.); 4) сравнение химических данных, характеризующих состав полных ритмов и циклов седиментации и их отдельных составных частей в пачках, непосредственно прослеженных по простиранию в разных зонах метаморфизма или в литологически однотипных пачках из разных зон метаморфизма.

Исследованиями, базирующимися на первом методе, получены достаточно однозначные результаты, свидетельствующие о том, что до зоны ультраметаморфизма метапелиты, метапесчаники и метабазиты не испытывают существенных и закономерных направленных изменений в содержании главных элементов, исключая прогрессивное уменьшение летучих компонентов и главным образом H_2O . Иллюстрацией к сказанному может служить рис. 11, характеризующий средние составы пород различного первичного состава (метапесчаники, метаалевролиты, метасиллиты, метапелиты, карбонатистые алевролиты, алевролитистые мраморы и диабазы) из разных зон регионального метаморфизма. Несмотря на некоторый разброс точек составов, иногда значительный (например, серия У), который может быть объяснен несовершенством метода отбора проб пород, относящихся к определенным компонентам ритмов (особенно при высоком метаморфизме пород), а также аналитическими ошибками (в пределах точности химического анализа), ни в одном случае не отмечается систематического, закономерного изменения составов пород с повышением степени метаморфизма. Это относится как к глиноземистому модулю пород A , характеризующему степень дифференциации осадочного материала, и общей мелянократовости b , так и к сумме щелочей (длина стрелки) и соотношению K и Na (наклон стрелки). Не меняется существенно и отношение $MgO/(MgO + CaO)$ (наклон штриховой линии).

Исследования, базирующиеся на втором методе, дали противоречивые результаты. Так, Мияширо и Харамура (Miyashiro, Haramura, 1966) на примере зонально метаморфизованных палеозойских толщ о. Хонсю (Япония) и К.Б. Кеpezинскas (1974) путем статистического анализа петрохимических данных по пелитам многих регионов мира подтвердили вывод о существенно изохимическом характере регионального метаморфизма вплоть до зоны ультраметаморфизма. В то же время, П. Лападу-Арг (1950) пришел к заключению о существенном привносе щелочей и выносе магния и железа, миграция которых возрастает с повышением метаморфизма пелитов (принцип метасоматической гранитизации). В отличие от этого Д.А. Великославинский (1966) на материале Северо-Байкальского нагорья („мамский

комплекс") делает вывод о последовательном и существенном увеличении содержания магния и железа и уменьшении калия и алюминия с возрастанием степени метаморфизма метапелитов (принцип прогрессивной метасоматической базификации, предшествующей гранитизации). Для того же района Г.М. Другов и др. (1968) отмечают возрастание содержания калия, натрия, кальция, магния и кремния и уменьшение железа и алюминия при повышении метаморфизма, а Г.И. Леонтьев (1970) указывает на привнос кальция, магния, натрия и кремния и вынос калия, железа и алюминия.

Выводы П. Лападю-Арга критически рассмотрены Н.Л. Добрецовым и др. (1970 г.). Говоря об исходных петрохимических данных, использованных Д.А. Великославинским, Г.М. Друговым, Г.И. Леонтьевым и др., следует подчеркнуть, что сравнение „однотипных“ пород в разных зонах метаморфизма без прослеживания конкретных пачек из одной зоны метаморфизма в другую и литологического контроля не исключает возможности объединения в выборке анализов пород, относящихся к различным гранулометрическим группам, а также к разновозрастным и формационно различным метаморфическим комплексам.

Исследования, опирающиеся на отбор проб на больших площадях по сетке или по профилям, позволяют определить средний химический состав метаморфического комплекса (или определенной глубинности сечения земной коры); что имеет важное значение при изучении петрохимической эволюции земной коры. Исследования такого рода в Северном Приладожье позволили сделать вывод о существенно изохимическом характере регионального метаморфизма в ладожской серии до зоны ультраметаморфизма (Лобач-Жученко и др., 1974, с. 157). Более того, они показали, что и „ультраметаморфизм ладожской формации, приводящий к образованию существенно плагиоклазового комплекса пород, происходил в условиях закрытой системы для главных породообразующих окислов“ (с. 158). Этот вывод об ограниченной миграции и перераспределении элементов при региональном ультраметаморфизме является весьма важным. Как будет показано далее, только с этих позиций можно объяснить сохранность в ряде случаев формационных петрохимических отличий осадочных и вулканических пород в высокотемпературных субфациях амфиболитовой фации и в гранулитовой фации.

Наконец, использование четвертого метода с изучением петрохимии всех элементов ритма и цикла в ритмически-слоистых толщах в разных зонах метаморфизма представляется наиболее перспективным при литолого-формационных реконструкциях метаморфических (а также и неметаморфизованных) образований. Но такие исследования еще только начаты.

В целом следует подчеркнуть, что современные исследования петрохимии процессов регионального метаморфизма свидетельствуют о консерватизме химического состава пород при

метаморфических преобразованиях, по крайней мере до зоны ультраметаморфизма. Миграция вещества, связанная с удалением летучих и определяющаяся растворимостью определенных элементов и их соединений в метаморфогенных растворах (Кулиш, 1973, с. 174), играет важную роль в процессах метаморфогенного выщелачивания и рудоотложения. Но эти процессы проявляются локально, в ослабленных зонах, выступающих в качестве „зон отвода летучих компонентов“, освобождающихся при прогрессивном метаморфизме и в меньшей степени при кристаллизации расплавов. Для основного объема пород, подвергающихся прогрессивному метаморфизму, удаление летучих сопровождается, по-видимому, лишь небольшой потерей породообразующих элементов, пропорциональной количеству первоначально содержащихся в породах летучих компонентов и парциальной растворимости этих элементов. Такие потери вряд ли могут превышать порядок величин, характеризующих точность современных методов химического анализа. По крайней мере, к существенным изменениям составов пород и первоначальных соотношений между главными породообразующими элементами эти процессы в большинстве случаев не приводят. Что касается малых элементов, то данные об их миграции при прогрессивном метаморфизме еще недостаточны и противоречивы (Хильтова и др., 1969).

Одним из важных указаний на малую подвижность элементов при региональном метаморфизме является четкая полосчатость в метаосадочных толщах, отражающая малейшие изменения первичного состава слоев с сохранением как резких, так и постепенных переходов от слоя к слою. Последние иногда неоправданно трактуются в качестве реакционных или метасоматических „ложных слоев“, обусловленных биметасоматозом на границах контрастных по составу слоев. Подобные „ложные слои“ выделяются иногда и внутри более или менее однородных по составу пачек. Примеры таких ложных слоев в слюдисто-карбонатных полосчатых пачках бодайбинской серии среднего течения р. Мамы приводятся К.В. Захаревичем с соавторами (1972 г.). Но петрохимические данные (табл. 9) не подтверждают метасоматической природы „ложных слоев“.

Для первой серии (обр. 1 и 2) характерно уменьшение коэффициентов b , α , n и c и увеличение s , f , t , k ; для второй - возрастание α , t , n , k и уменьшение s , b , m , f и c . В первом случае существенно меняется также состав карбонатной части. Отсутствие определенной направленности в изменении составов для однотипных по химизму пород (рис. 12) может, скорее, свидетельствовать о первичноосадочной, а не метасоматической природе рассматриваемой полосчатости, тем более что геологических обоснований авторы не приводят.

Биметасоматоз, как и другие метасоматические процессы, проявляется локально в ослабленных зонах в связи с длитель-

Таблица 9

Химический состав «вмещающих» и «ложных» слоев в слюисто-карбонатной пачке

Номер образ-ца	Порода	Петрохимические характеристики								
		<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>c</i>
1	Слюисто-карбонатный сланец (кальцитовый мергель) - вмещающая порода	$\frac{0.304}{0.554}$	$\frac{0.586}{0.294}$	$\frac{0.24}{0.55}$	$\frac{0.13}{0.31}$	0.396	0.006	0.134	0.43	45 (кальцит с MgO и MnO)
2	Слюисто-карбонатный сланец (доломитистый алевролит) - «ложный слой»	$\frac{0.505}{0.662}$	$\frac{0.335}{0.183}$	$\frac{0.45}{0.54}$	$\frac{0.24}{0.46}$	0.284	0.038	0.130	0.55	23.7 (доломит с MnO)
3	Слюисто-карбонатный сланец (доломитовая глина) - вмещающая порода	$\frac{0.374}{0.624}$	$\frac{0.497}{0.205}$	$\frac{0.47}{0.57}$	$\frac{0.22}{0.39}$	0.340	0.025	0.103	0.26	40 (доломит с MnO и FeO)
4	Слюисто-карбонатный сланец (доломитистая глина) - «ложный слой»	$\frac{0.442}{0.594}$	$\frac{0.366}{0.176}$	$\frac{0.46}{0.52}$	$\frac{0.32}{0.32}$	0.376	0.030	0.148	0.40	26.5 (доломит с MnO и FeO)

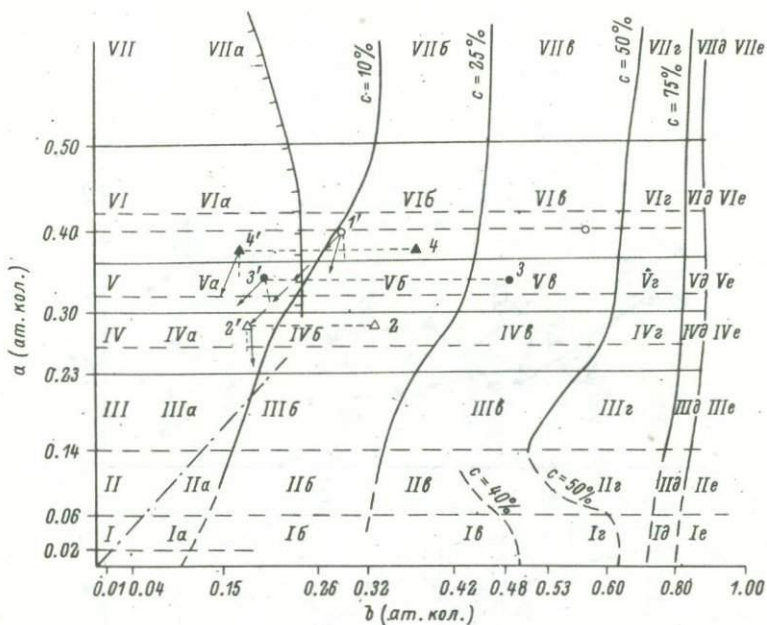
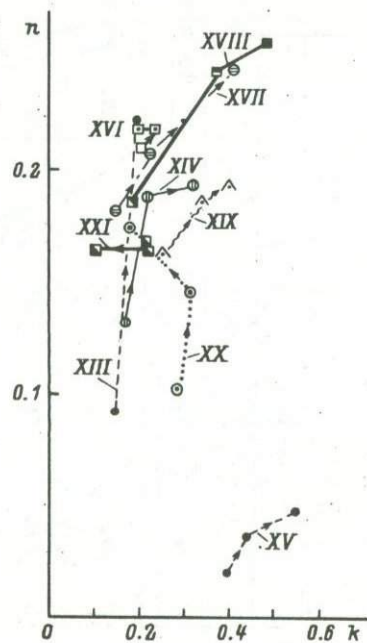
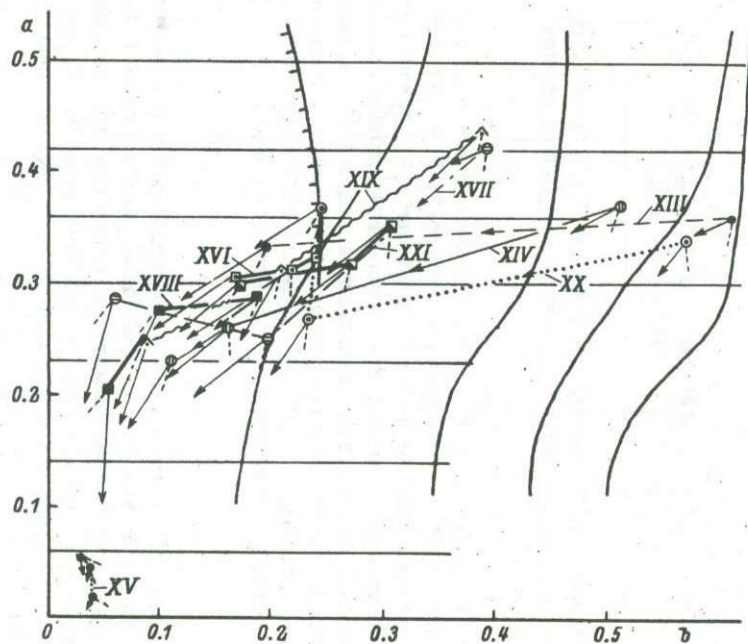


Рис. 12. Химический состав «вмещающих» и «ложных слоев» в слюдисто-карбонатной пачке бодайбинской серии среднего течения р. Мамы.

1 - слюдисто-карбонатный сланец (кальцитовый мергель) - вмещающая порода (1' - силикатный остаток); 2 - слюдисто-карбонатный сланец (доломитистый алевролит) - «ложный слой» (2' - силикатный остаток); 3 - слюдисто-карбонатный сланец (доломитистый аргиллит) - вмещающая порода (3' - силикатный остаток); 4 - слюдисто-карбонатный сланец (доломитистый аргиллит) - «ложный слой» (4' - силикатный остаток); 5 - изменение состава пород (поля составов осадочных пород см. на рис. 9).

ной миграцией по этим зонам метаморфогенных растворов. Такие зоны могут совпадать с границами контрастных слоев, но формирующиеся при этом биметасоматические породы обычно характеризуются определенной эволюцией химизма в последовательно формирующихся метасоматических образованиях (Коржинский, 1953).

Болеe сложно решаются вопросы петрохимической эволюции пород в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации и в гранулитовой фации, для которых характерно широкое проявление ультраметаморфизма, представляющего собой сложную



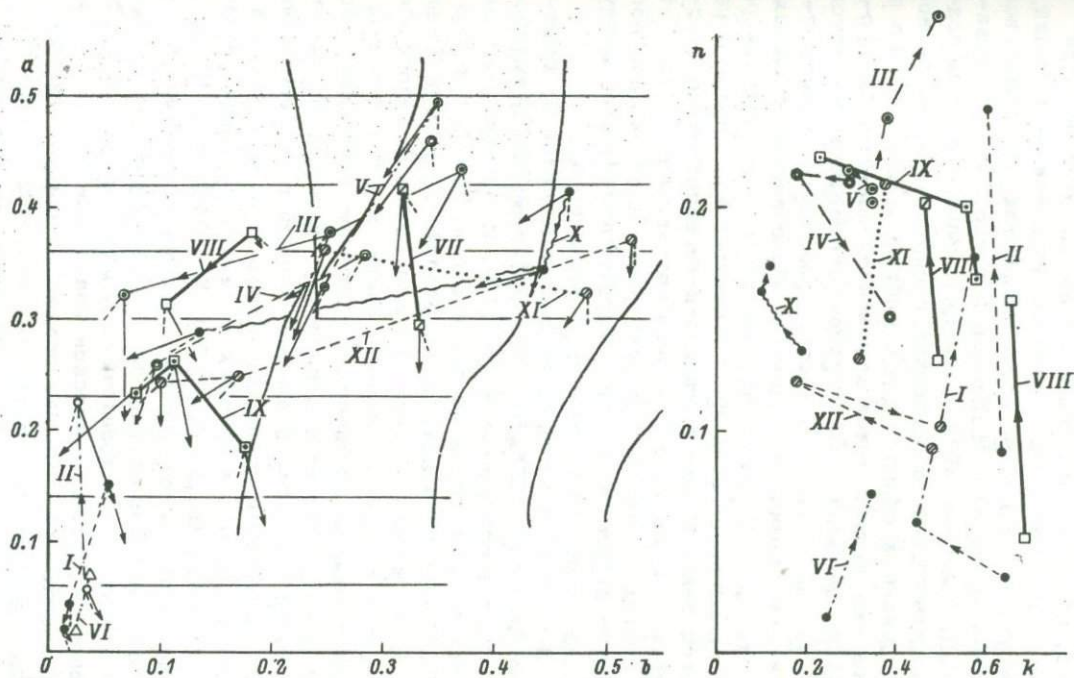


Рис. 13. Изменение химического состава пород при гранитизации на диаграмме ab (гранитизационные серии).

Римские цифры отвечают номерам гранитизационных серий в табл. 10.

совокупность процессов метасоматоза, селективного плавления и формирования смешанных пород — мигматитов и метаморфогенных гранитоидов. В принципе эти процессы можно фиксировать и исследовать непосредственно в обнажениях. Они приводят в общем случае к существенному изменению первичного состава пород. Относительно основные породы обогащаются кремнекислотой и щелочами и теряют соответственно кальций, магний и железо. В кислых породах (кварцитах, кварцито-гнейсах) происходит обогащение щелочами и глиноземом (Судовиков, 1964; М.Д. Крылова, 1972 г., и др.). Надо при этом подчеркнуть, что выявление, обоснование и опробование естественных гранитизационных серий пород в сложно и неоднократно деформированных метаморфических комплексах является не простой задачей. Современные структурно-метаморфические методы показывают, что деформации обычно сопровождаются перекристаллизацией метаморфических пород и образованием сложных складчатых структур. Возникающая при этом сланцеватость развивается параллельно осевым плоскостям ранних складок и нередко является секущей по отношению к первичной полосчатости (слоистости). В связи с этим гранитизационные серии, отобранные без соответствующего структурного и литологического контроля, могут включать образцы, характеризующие первичную неоднородность полосчатых метаморфических пород.

На рис. 13 представлены гранитизационные серии из комплексов пород Восточной Сибири, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях (табл. 10). Изменение составов в большинстве из этих серий не противоречит предположению о последовательной гранитизации пород различного первоначального состава. В то же время существенные различия в поведении ряда элементов в гранитизационных сериях, характеризующих примерно однотипные по химическому составу первичные породы, могут отражать скорее не „специфику гранитизации или ее отдельных стадий“, а первоначальные отличия в составе пород, искусственно включенных в единую серию. В первую очередь это относится к сериям, в которых отмечаются резкие изменения глиноземистости (серии I; II, VII, X и XX, табл. 10, рис. 13). Резкие различия по глиноземистому модулю (и особенно возрастанию его) более характерны для первичнослоистых (ритмично-полосчатых) пачек метаосадочных пород, чем для прогрессирующих процессов метасоматической гранитизации.

Петрохимическая систематика осадочных пород позволяет, таким образом, вводить литологический контроль при исследовании метасоматических процессов. Обоснованное выделение и опробование „гранитизационной зональности“ может быть выполнено только с применением комплексной литолого-структурной методики.

В отличие от прогрессивного регионального метаморфизма, при котором последовательность минеральных преобразований

Таблица 10

Изменение химического состава пород при метасоматических процессах

Порода, источник	Серия	Петрохимические параметры								
		<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>c</i>
Фельдшпатизированный кварцит, р. Чуга, Алданский массив (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	I	0.949	0.015	0.64	0.29	0.020	0.094	0.034	0.65	0.00
То же		0.914	0.020	0.50	0.31	0.042	0.000	0.058	0.45	0.33
" "		0.755	0.056	0.38	0.43	0.150	0.015	0.172	0.58	0.44
" "	II	0.877	0.037	0.63	0.35	0.056	0.000	0.090	0.64	0.20
" "		0.692	0.028	0.44	0.43	0.224	0.000	0.244	0.61	0.33
Биотит-амфибол-плагноклазовый сланец, р. Калар (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	III	0.469	0.371	0.55	0.36	0.432	0.054	0.202	0.35	0.32
То же		0.525	0.254	0.35	0.45	0.374	0.025	0.240	0.38	0.33
Биотитовый гранит		0.604	0.071	0.29	0.51	0.320	0.013	0.286	0.50	0.51
Биотит-амфибол-плагноклазовый сланец, р. Калар (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	IV	0.463	0.344	0.53	0.41	0.458	0.051	0.212	0.30	0.34
То же		0.529	0.282	0.36	0.39	0.358	0.033	0.216	0.18	0.36
Биотитовый гранито-гнейс		0.678	0.099	0.31	0.55	0.256	0.033	0.150	0.39	0.33
Биотит-амфибол-плагноклазовый сланец, р. Калар (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	V	0.452	0.355	0.48	0.38	0.494	0.047	0.216	0.30	0.32
Гранитизированный сланец		0.552	0.248	0.36	0.42	0.338	0.024	0.208	0.35	0.28

Порода, источник	Серия	Петрохимические параметры								
		<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>c</i>
Фельдшпатизированный кварцит, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	VI	0.956	0.025	0.67	0.58	0.018	0.034	0.016	0.25	0.20
То же		0.876	0.036	0.48	0.42	0.066	0.030	0.072	0.36	0.13
Гранат-биотитовый гнейс, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	VII	0.562	0.333	0.61	0.50	0.292	0.052	0.132	0.50	0.12
Порфиробластический плагиопегматит с гранатом и биотитом		0.495	0.319	0.67	0.37	0.412	0.062	0.202	0.47	0.12
Биотит-гранат-силлиманитовый гнейс, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	VIII	0.620	0.183	0.75	0.66	0.378	0.035	0.052	0.69	0.07
Силлиманит-биотитовый гранито-гнейс		0.645	0.105	0.47	0.59	0.310	0.026	0.158	0.66	0.10
Гранат-биотитовый гнейс, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	IX	0.620	0.175	0.43	0.45	0.184	0.010	0.184	0.58	0.13
То же		0.664	0.113	0.37	0.48	0.260	0.027	0.200	0.56	0.08
Лейкократовый гранит с гранатом		0.675	0.078	0.36	0.40	0.232	0.010	0.222	0.23	0.07
Гиперстен-биотит-амфибол-плагиоклазовый сланец, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	X	0.458	0.468	0.47	0.29	0.412	0.048	0.136	0.19	0.17
То же		0.562	0.444	0.37	0.36	0.342	0.017	0.162	0.10	0.28
Гранодиорит с гиперстеном		0.650	0.134	0.18	0.18	0.284	0.012	0.174	0.12	0.18
Биотит-амфибол-двупироксен-плагиоклазовый сланец, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	XI	0.484	0.475	0.51	0.30	0.322	0.105	0.132	0.32	0.16
Гиперстеновый гранодиорит с амфиболом		0.541	0.249	0.36	0.43	0.360	0.032	0.210	0.38	0.27
Биотит-амфибол-гиперстен-плагиоклазовый сланец, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	XII	0.466	0.526	0.51	0.36	0.372	0.036	0.092	0.48	0.10
Гиперстеновый плагиогнейс		0.665	0.171	0.25	0.37	0.246	0.028	0.122	0.18	0.10
Гранит с гиперстеном		0.677	0.102	0.25	0.12	0.242	0.018	0.102	0.50	0.17
Амфибол-двупироксен-плагиоклазовый сланец, ст. Уланово (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	XIII	0.430	0.612	0.45	0.38	0.360	0.066	0.092	0.15	0.30
Гиперстеновый гранодиорит с магнетитом		0.566	0.195	0.38	0.35	0.334	0.025	0.222	0.19	0.09
Амфибол-гиперстен-диопсид-плагиоклазовый сланец с магнетитом, р. Алдан (М.Д. Крылова и др., 1972 г.)	XIV	0.446	0.512	0.42	0.44	0.370	0.135	0.132	0.17	0.26
Биотит-гиперстеновый плагиогнейс		0.637	0.160	0.50	0.29	0.260	0.017	0.188	0.22	0.04
Гиперстеновый гранит		0.670	0.111	0.42	0.36	0.230	0.018	0.194	0.32	0.16
Фельдшпатизированный кварцит, кл. Холдникан, Становой хребет (Н.Г. Судовиков и др., 1965 г.)	XV	0.955	0.042	0.84	0.28	0.008	0.000	0.020	0.40	0.20
Фельдшпатизированный кварцит		0.917	0.040	0.58	0.35	0.042	0.000	0.036	0.44	0.57
То же		0.913	0.031	0.90	0.39	0.046	0.043	0.044	0.55	0.50
Гранат-биотит-амфиболовый плагиогнейс (Н.Г. Судовиков и др., 1965 г.)	XVI	0.565	0.240	0.46	0.49	0.324	0.018	0.210	0.20	0.33
То же		0.574	0.219	0.49	0.35	0.312	0.028	0.218	0.23	0.29

Таблица 10 (продолжение)

Порода, источник	Серия	Петрохимические параметры								
		<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	α	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>c</i>
Гранито-гнейс с биотитом и амфиболом		0.600	0.167	0.44	0.29	0.308	0.018	0.218	0.19	0.33
Амфибол-плагиоклазовый сланец (Н.Г. Су- довиков и др., 1965 г.)	XVII	0.479	0.394	0.46	0.28	0.422	0.008	0.182	0.15	0.33
Амфибол-плагиоклазовый гнейс		0.563	0.119	0.43	0.37	0.250	0.014	0.208	0.22	0.41
Биотитовый гранито-гнейс		0.648	0.060	0.32	0.22	0.284	0.000	0.246	0.41	0.50
Биотит-амфиболовый плагиогнейс (Н.Г. Су- довиков и др., 1965 г.)	XVIII	0.605	0.187	0.40	0.37	0.288	0.043	0.186	0.18	0.29
Биотитовый гнейс		0.634	0.095	0.31	0.24	0.276	0.013	0.244	0.37	0.26
Лейкократовый гранит		0.686	0.056	0.25	0.14	0.202	0.004	0.256	0.48	0.25
Метагаббро-диорит, р. Гилуй (М.Д. Кры- лова, 1962 г.)	XIX	0.453	0.386	0.42	0.35	0.434	0.082	0.162	0.25	0.37
Гранитизированный метагаббро-диорит		0.590	0.211	0.43	0.46	0.310	0.028	0.186	0.34	0.33
Гранитоид		0.675	0.089	0.33	0.32	0.244	0.014	0.192	0.40	0.64
Амфиболит, р. Зей (М.Д. Крылова, Б.Д. Бо- рисова, 1970 г.)	XX	0.454	0.569	0.52	0.34	0.338	0.048	0.102	0.29	0.28
Гранитизированный амфиболит		0.612	0.234	0.46	0.37	0.266	0.050	0.146	0.32	0.19
Жильный материал в амфиболитах		0.559	0.246	0.34	0.26	0.368	0.013	0.174	0.18	0.19
Биотит-амфиболовый плагиогнейс, р. Зей (М.Д. Крылова, К.Д. Борисова, 1970 г.)	XXI	0.537	0.306	0.44	0.34	0.350	0.054	0.168	0.21	0.28
Гранитизированный гнейс		0.565	0.270	0.43	0.34	0.318	0.044	0.166	0.22	0.24
Биотит-амфиболовый плагиогранит		0.625	0.189	0.31	0.28	0.300	0.015	0.164	0.10	0.34

в породах определяется главным образом изменением p - T -условий, метасоматические процессы, в том числе и гранитизация, обусловлены, кроме того, особым поведением летучих компонентов, стимулирующим существенную миграцию и перераспределение вещества. Это определяет локальный, селективный характер проявления метасоматической гранитизации и плавления в областях ультраметаморфизма. Важное значение при этом имеет первичный состав пород. В первую очередь „гранитоидный“ или, скорее, „гранито-гнейсовый облик“ приобретают породы, не отличающиеся существенно по химическому составу от гранитоидов, а именно некоторые аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, слабодифференцированные пелиты, кислые вулканиты и их туфы и дометаморфические гранитоиды. Все это — образования, наиболее распространенные во многих геосинклинальных комплексах, формирующихся в подвижных областях сиалического типа (сиалькрасстогенах).

Сходство химических составов перечисленных выше пород с гранитоидным (табл. 11) иллюстрируется рис. 14. На рисунке нанесены поля составов метаморфогенных гранитоидов, формирующихся в условиях амфиболитовой (становой, яблоновой комплексы) и гранулитовой (алданский, канский и другие комплексы) фаций. На диаграмме ab эти поля совпадают с полями составов аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и слабодифференцированных глин, иногда слабокарбонатистых, и (или) вулканитов от липаритового до андезитового состава (кальциевого и калиевого рядов).

Отмечается тенденция к разделению полей состава гранитоидов разных фаций, отражающая лейкократовый характер, большую щелочность и глиноземистость гранитоидов амфиболитовой фации по сравнению с составами соответствующих петрохимических надгрупп гранитоидов гранулитовой фации, что может быть связано с разными p - T -условиями их формирования.

Если составы гранитоидов в какой-то мере наследуют особенности состава первичных пород, то можно говорить о тенденции, выражающейся в некотором увеличении общей щелочности в наиболее кислых разновидностях (попадающих в поля составов песчаников и кислых вулканитов) и уменьшении ее в разновидностях, попадающих в поля составов глин. Такая тенденция может быть связана с перераспределением щелочей при метасоматической гранитизации или с кристаллизационной дифференциацией, если гранито-гнейсы проходили стадию плавления.

Учитывая все сказанное, достаточно сложно определить как „суммарное значение“ процессов метасоматической гранитизации в изменении среднего химического состава метаморфических комплексов в целом, так и степень изменения составов отдельных слоев и фаз при этих процессах, нередко рассматриваемых в качестве мигматитов.

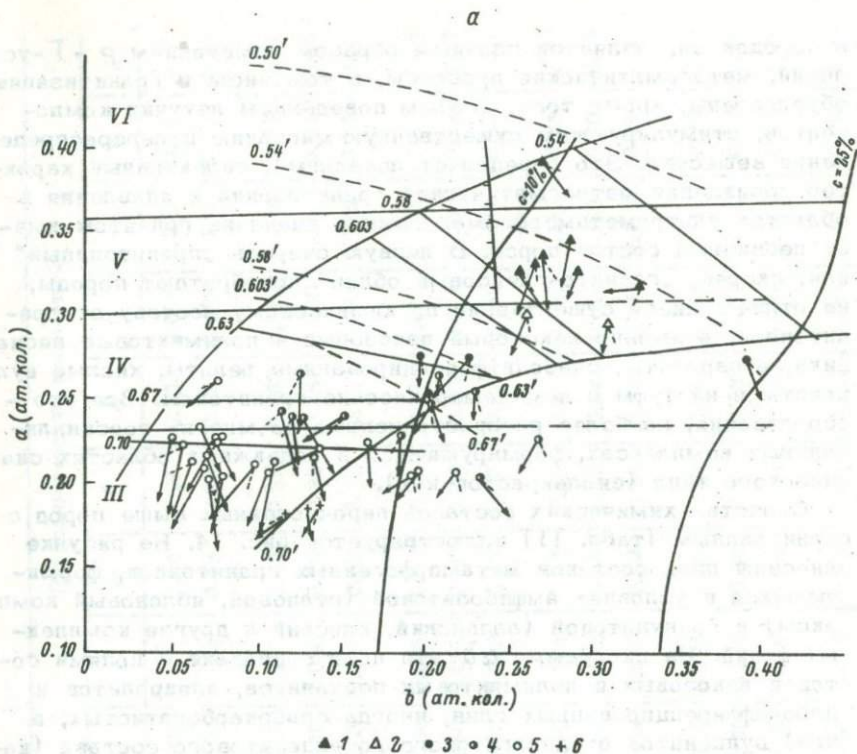


Рис. 14. Химический состав гранито-гнейсов, чарнокитов, эндербитов и гранитизированных пород архея Восточной Сибири (Алданский и Тасеевский кристаллические массивы, Олекминская и Джугджуро-Становая складчатые системы).

а - гранитоиды гранулитовой фации, б - гранитоиды амфиболитовой фации. Петрохимические надгруппы: 1 - андезитовая, 2 - андезит-дацитовая, 3 - дацитовая, 4 - липарит-дацитовая, 5 - липаритовая, 6 - ультракислая липаритовая. Сплошные линии - петрохимические поля осадочных пород - см. на рис. 9, штриховые - вулканических пород, см. на рис. 5.

Представляется все же, что роль метасоматических преобразований обычно несколько преувеличивается. Об этом можно судить на том основании, что даже наиболее глубоко метаморфизованные комплексы сохраняют свои петрохимические особенности, обусловленные их первичным литолого-формационным составом (например, алданский и зверевский, становой и урманский комплексы и многие другие).

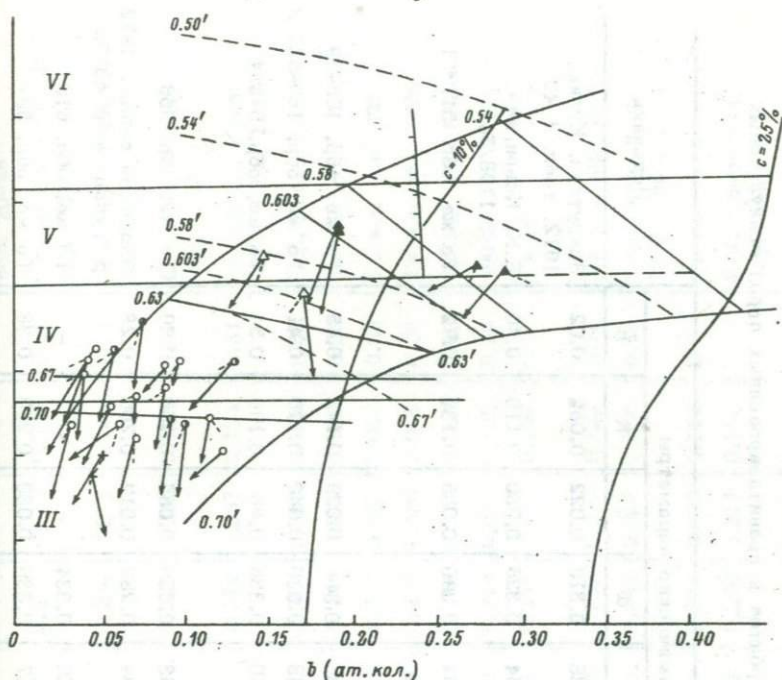


Рис. 14 (продолжение).

Более того, в участках, где ультраметаморфизм проявился менее интенсивно, метаморфические породы и их парагенезисы сохраняют и более тонкие, „индивидуальные“ реликтовые особенности химизма, позволяющие в ряде случаев реставрировать их первичную природу и условия образования.

Второй важной проблемой петрохимических исследований метаморфических комплексов, которой петрологи уделяли большое внимание, является разработка петрохимических и геохимических методов реконструкции первичного состава и генезиса метаморфических пород. Эти вопросы получили освещение в целом ряде работ (Bastin, 1909; Niggli, 1936; Pettijohn, 1943; В. Masson, 1952 г.; Albee, 1952; А. Simonen, 1953 г.; Доморацкий, 1964, 1965; Головенко, 1966, 1973; Предовский, 1970; Неелов, 1972; Middlmost, 1972, и многие другие). Особенно большие усилия были приложены к разработке методов разделения орто- и параамфиболитов. Проблеме посвящены многочисленные публикации, критически рассмотренные А.В. Сидоренко с соавторами (Пара- и ортоамфиболиты..., 1972), что позволяет

Таблица 11

Химические составы гранито-гнейсов, чарнокитов, эндробитов и гранитизированных пород гранулитовых и амфиболитовых комплексов юга Восточной Сибири

Порода (комплекс)	Петрохимические параметры								Источник
	<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	α	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	
Чарнокит (алданский)	0.578	0.328	0.42	0.38	0.316	0.022	0.082	0.02	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-42
Чарнокит (канский)	0.577	0.284	0.59	0.54	0.325	0.030	0.116	0.40	Е.К. Ковригина, обр. 1138/56
Гранитизированный кордиерит-гранатовый гнейс с силлиманитом, корундом и сапфирином (канский)	0.548	0.272	0.89	0.54	0.390	0.035	0.130	0.72	То же, обр. 511/31
Гранатовый чарнокит (канский)	0.560	0.288	0.62	0.38	0.344	0.029	0.142	0.45	То же, обр. 19г-38
Чарнокит (канский)	0.562	0.267	0.61	0.48	0.330	0.040	0.170	0.41	То же, обр. 169-5а
Гранитизированный биотит-гранат-кордиеритовый гнейс (канский)	0.555	0.271	0.70	0.50	0.336	0.46	0.166	0.54	То же, обр. 573/4
То же	0.568	0.262	0.72	0.53	0.326	0.035	0.156	0.69	То же, обр. 556
Биотит-амфибол-полевошпатовый сланец (яблоновый)	0.550	0.310	0.92	0.34	0.282	0.019	0.206	0.28	Эволюция в-ва..., 1972, р. Тундак, обр. 4615к
То же	0.553	0.193	0.33	0.56	0.334	-	-	-	То же, обр. 616
" "	0.556	0.193	0.42	0.37	0.336	0.030	0.260	0.38	То же, обр. 597
Чарнокит (канский)	0.595	0.310	0.64	0.39	0.294	0.035	0.084	0.45	Е.К. Ковригина, обр. 248-1
Чарнокит (канский)	0.594	0.262	0.56	0.34	0.300	0.032	0.132	0.38	Е.К. Ковригина, обр. 20-38
Биотитовый гранито-гнейс (становой)	0.600	0.148	0.40	0.38	0.318	0.018	0.208	0.31	Судовиков и др., 1965, обр. 2061
Гранитизированный плагио-гнейс (становой)	0.592	0.172	0.30	0.22	0.294	0.013	0.246	0.54	Другова, 1962, обр. 323а
Гранатовый гранито-гнейс (канский)	0.612	0.392	0.75	0.55	0.282	0.040	0.122	0.62	Е.К. Ковригина, обр. 1077
Чарнокит (алданский)	0.611	0.228	0.41	0.42	0.274	0.037	0.154	0.31	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-42
Чарнокит (канский)	0.616	0.204	0.41	0.50	0.254	0.059	0.166	0.59	Е.К. Ковригина, обр. 228
Чарнокит с гранатом (канский)	0.621	0.199	0.50	0.38	0.274	0.034	0.156	0.50	То же, обр. 105а/37
Гранатовый чарнокит (канский)	0.663	0.206	0.58	0.39	0.248	0.031	0.086	0.33	То же, обр. 225
Чарнокит (канский)	0.640	0.269	0.63	0.45	0.226	0.060	0.088	0.34	То же, обр. 3459
То же	0.645	0.229	0.58	0.51	0.254	0.039	0.088	0.48	То же, обр. 551-1
" "	0.656	0.187	0.31	0.63	0.228	0.078	0.126	0.49	То же, обр. 1191
Гранатовый гранито-гнейс (канский)	0.639	0.310	0.58	0.41	0.264	0.017	0.130	0.51	То же, обр. 678-12
Чарнокит (канский)	0.646	0.234	0.76	0.48	0.202	0.070	0.124	0.71	То же, обр. 152-4
Чарнокит (алданский)	0.662	0.154	0.28	0.39	0.240	0.017	0.158	0.19	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-45
То же	0.664	0.127	0.35	0.30	0.264	0.020	0.156	0.51	То же, табл. 1-44
Чарнокит (канский)	0.664	0.122	0.36	0.31	0.260	0.017	0.158	0.54	Е.К. Ковригина, обр. 144-6

Порода (комплекс)	Петрохимические параметры								Источник
	s	b	m	f	α	t	n	k	
Биотит-эпидотовый гранито-гнейс (становой)	0.644	0.131	0.17	0.37	0.256	0.028	0.200	0.27	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 6580а
Чарнокит (алданский)	0.656	0.116	0.28	0.65	0.242	0.022	0.204	0.58	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-43
То же	0.657	0.119	0.35	0.32	0.240	0.015	0.302	0.55	То же, табл. 1-46
Чарнокит (канский)	0.653	0.129	0.38	0.54	0.238	0.060	0.190	0.66	Е.К. Ковригина, обр. 1171
Чарнокит (алданский)	0.637	0.084	0.60	0.21	0.314	0	0.230	0.22	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-54
Биотитовый гранито-гнейс (становой)	0.663	0.060	0.19	0.40	0.262	0.010	0.232	0.44	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 1729
Биотитовый гранито-гнейс (яблоновый)	0.664	0.102	0.35	0.57	0.218	0.024	0.230	0.47	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 557
То же	0.648	0.093	0.43	0.62	0.222	0.004	0.240	0.46	То же, обр. 563с
Биотитовый гранито-гнейс (становой)	0.644	0.077	0.39	0.26	0.280	0.010	0.234	0.45	То же, обр. 525
Биотит-гранатовый гнейс (канский)	0.693	0.193	0.57	0.49	0.204	0.040	0.084	0.19	Е.К. Ковригина, обр. 614
Гранатовый гранито-гнейс (канский)	0.689	0.219	0.58	0.42	0.206	0.045	0.068	0.29	То же, обр. 1078
Гиперстеновый гнейс (канский)	0.680	0.196	0.50	0.41	0.206	0.042	0.108	0.29	То же, обр. 1198
Гиперстеновый плагиогнейс (алданский)	0.690	0.138	0.32	0.61	0.220	0.019	0.162	0.15	Е.К. Ковригина, обр. 3022/66
Чарнокит (алданский)	0.703	0.078	0.19	0.25	0.260	0.006	0.124	0.23	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-61
Биотитовый гранито-гнейс (яблоновый)	0.678	0.099	0.31	0.55	0.256	0.033	0.150	0.39	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 559
Чарнокит (алданский)	0.693	0.108	0.17	0.39	0.246	0.014	0.140	0.47	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-49
Гранатовый гнейс (канский)	0.690	0.135	0.53	0.44	0.214	0.032	0.138	0.58	Е.К. Ковригина, обр. 170
Гранито-гнейс (катугинский)	0.688	0.116	0.70	0.62	0.222	0.031	0.146	0.45	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 971-п
Гранатовый гнейс (канский)	0.673	0.167	0.67	0.50	0.224	0.030	0.132	0.52	Е.К. Ковригина, обр. 230г
Чарнокит (алданский)	0.704	0.068	0.34	0.35	0.232	0.001	0.164	0.62	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-55
То же	0.689	0.078	0.08	0.36	0.224	0.018	0.194	0.34	То же, табл. 1-51
" "	0.682	0.100	0.44	0.38	0.210	0.024	0.208	0.29	То же, табл. 1-53
" "	0.695	0.108	0.64	0.33	0.206	0.004	0.178	0.40	То же, табл. 1-57
" "	0.696	0.070	0.71	0.56	0.208	0.015	0.208	0.35	То же, табл. 1-56
" "	0.688	0.081	0.80	0.37	0.226	0.015	0.190	0.32	То же, табл. 1-50
Биотитовый гранито-гнейс (становой)	0.688	0.042	0.10	0.29	0.248	0.007	0.206	0.46	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 2089г
Чарнокит (алданский)	0.695	0.058	0.13	0.47	0.222	0.015	0.206	0.44	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-52

Таблица 11 (продолжение)

Порода (комплекс)	Петрохимические параметры								Источник
	<i>s</i>	<i>b</i>	<i>m</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	
Гранито-гнейс (становой)	0.690	0.071	0.28	0.41	0.234	0.011	0.200	0.48	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 126
Чернокит (алданский)	0.713	0.063	0.14	0.18	0.212	0.003	0.178	0.40	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-62
То же	0.672	0.120	0.12	0.49	0.234	0.015	0.174	0.50	То же, табл. 1-47
Гранито-гнейс (яблонный)	0.672	0.090	0.22	0.40	0.240	0.011	0.200	0.46	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 421-6
Гиперстеновый гранит (алданский)	0.707	0.082	0.33	0.38	0.202	0.016	0.178	0.44	Лазебник, 1966, обр. 83/65
Чернокит (алданский)	0.699	0.051	0.50	0.57	0.226	0.007	0.200	0.44	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-58
То же	0.679	0.077	0.30	0.57	0.226	0.030	0.210	0.64	То же, табл. 1-48
Гранатовый гранито-гнейс (канский)	0.697	0.070	0.59	0.51	0.216	0.012	0.196	0.62	Е.К. Ковригина, обр. 1085
Чернокит (алданский)	0.698	0.112	0.02	0.39	0.212	0.004	0.228	0.43	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-60
Биотитовый гранит (становой)	0.677	0.044	0.11	0.36	0.256	0.007	0.224	0.39	Эволюция в-ва..., 1972, обр. 2044а
Чернокит (алданский)	0.698	0.073	0.63	0.41	0.202	0.008	0.232	0.55	Закруткин, Кулиш, 1972, табл. 1-59
Чернокит (канский)	0.738	0.118	0.19	0.43	0.180	0.026	0.100	0.22	Е.К. Ковригина, обр. 594
То же	0.732	0.138	0.44	0.33	0.186	0.021	0.082	0.37	То же, обр. 144-5
Биотит-гранатовый гнейс (канский)	0.731	0.131	0.58	0.49	0.184	0.035	0.092	0.54	То же, обр. 3252
Биотитовый гнейсо-гранит (олекминский)	0.727	0.045	0.48	0.47	0.188	0.08	0.194	0.57	А.Ф. Петров, обр. 662
Биотитовый плагиогранит (олекминский)	0.721	0.052	0.39	0.55	0.200	-	0.186	0.33	То же, обр. 663
Биотитовый гранито-гнейс (олекминский)	0.704	0.071	0.36	0.36	0.210	0.012	0.190	0.42	То же, обр. 666
Биотитовый плагиогранит гнейсовидный (олекминский)	0.703	0.124	0.44	0.30	0.202	0.016	0.144	0.24	То же, обр. 668
То же	0.699	0.064	0.39	0.19	0.218	-	0.202	0.20	То же, обр. 670
" "	0.694	0.059	0.30	0.26	0.226	0.007	0.206	0.35	То же, обр. 671
Биотитовый гранито-гнейс (олекминский)	0.693	0.035	0.37	0.46	0.218	-	0.242	0.42	То же, обр. 672
То же	0.655	0.091	0.42	0.32	0.252	0.034	0.196	0.27	То же, обр. 686
" "	0.659	0.049	0.35	0.31	0.264	-	0.250	0.33	То же, обр. 702
" "	0.572	0.276	0.39	0.41	0.312	0.045	0.146	0.16	То же, обр. 718

не останавливаться детально на характеристике многочисленных методов, предложенных разными авторами.

Можно лишь подчеркнуть, что химизм в сочетании с геологическими методами, во многих случаях позволяет существенно расширить и уточнить информацию о первичном составе и генезисе метаморфических пород. Но все без исключения петрохимические диаграммы или петрохимические границы генетических групп пород по отдельным ассоциациям элементов имеют существенные ограничения. Для них характерны большие или меньшие „поля или зоны неопределенности“, включающие составы пород разного генезиса. Это относится в равной степени как к кислым (кислые вулканыты, туфы, гранитоиды, некоторые песчаники и алевролиты), так и основным породам (основные вулканыты, габброиды, осадки смешанного состава и т.п.). Поэтому в общем случае вопрос о генетической природе метаморфических пород не может быть решен чисто петрохимическими методами. Необходим комплексный подход с использованием в первую очередь геологических, а уж затем петрохимических и минералогических методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамян А.А. О происхождении верхнеплиоценовых высокоглиноземистых базальтовых лав Армянской ССР. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений геосинклинальных зон. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 102-108.
- Белюсов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М., "Наука", 1969. 281 с.
- Беридзе М.А. Ранний спилито-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков. - Тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1973, нов. сер., вып. 33, с. 22-51.
- Богатиков О.А., Дмитриев Ю.И. Базальты и анортозиты Луны. - В кн.: Проблемы петрологии. М., "Наука", 1976, с. 206-219.
- Великославинский Д.А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., "Наука", 1966, с. 3-24.
- Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевые исследования их пригодности для известкования почв. Сев.-Зап. ГРТ, 1933.
- Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. - Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Влияние регионального метаморфизма на химический состав осадочных пород / В.Я. Хильтова, А.А. Савельев, Б.В. Петров, К.Б. Кележинская, И.К. Шулешко. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 167-178.
- Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала / Б.А. Голдин, М.В. Фишман, В.П. Давыдов, Е.П. Калинин. Л., "Наука", 1973. 212 с.
- Головенок В.К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и урановых россыпей. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., "Недра", 1966, с. 17-32.
- Головенок В.К. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия и условия их образования. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 65-67.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. - Тр. Науч.-исслед. ин-та минерал. сырья, 1960, нов. сер., вып. 5.
- Граувакки. М.; "Наука", 1972. 348 с.

Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., „Мир“, 1966. 318 с.

Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим фациальным признакам. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 7-24.

Другов Г.М., Карпов И.К., Леонтьев Г.И. Изменение химического состава пелитовых пород Мамского района при региональном метаморфизме. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.

Заварицкий В.А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — Тр. ИГН АН СССР, 1946, вып. 71, петрогр. сер. (№ 24), с. 1-84.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.

Кебезинская К.Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метапелитов. — Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 49-56.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332-452.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., „Недра“, 1964. 388 с.

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 370 с.

Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск. „Наука“, 1972. 208 с.

Лападю-Арг П. О существовании и природе химического приноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблема образования гранита. Сб. 2. М., ИЛ, 1950, с. 51-107.

Леонтьев Г.И. Методика корреляции разрезов ритмично-слоистых высокометаморфизованных осадков докембрия. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 24 с.

Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма / А.А. Савельев, В.Я. Хильтова, И.К. Шулешко, Б.В. Петров, К.Х. Зеленщикова, К.В. Захаревич. Л., „Наука“, 1974. 192 с.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., „Наука“, 1974. 208 с.

Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 22-34.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., „Наука“, 1965. 328 с.

Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. — Геология и разведка, 1973, № 8, с. 3-16.

Марковский Б.А., Ротман В.К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки. — Сов. геология, 1975, № 1, с. 70-82.

Масайтис В.Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, „Наука“, 1973, с. 159-170.

Недашковский П.Г., Ленников А.М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов Улканского комплекса. - В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 236-261.

Неелов А.Н. Восстановление первичного состава парапород по их химизму. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Л., „Недра“, 1972, с. 237-239.

Неелов А.Н. Литолого-формационные петрохимические диаграммы для изучения формационных особенностей метаморфизованных докембрийских комплексов. В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 145-146.

Неелов А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 96-105.

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М., „Наука“, 1968. 264 с.

Пара- и ортоамфиболиты докембрия / А.В. Сидоренко, В.А. Теняков, О.М. Розен, К.А. Жук-Почекутов, О.В. Горбачев. М., „Наука“, 1972. 212 с.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, „Наука“, 1975. 344 с.

Петрова М.А. Петрохимия и генетические типы неоген-четвертичных эффузивов кислого состава Кавказа и Карпат. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск, „Наука“, 1973, с. 113-118.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 116 с.

Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова Н.Н. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. - В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 216-249.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. - Геохимия, 1957, № 6.

Рудник Г.Б., Фролова Т.И., Чернышева В.Н. Вулканизм срединно-океанических хребтов и древних геосинклиналей. - В кн.: Геология и геофизика моря. Геофиз. исслед. зем. коры. Тр. XXIУ сессии МГК. Докл. сов. геологов, пробл. 8. М., „Наука“, 1972.

Синицин В.М. Сяль. Л., „Недра“, 1972. 168 с.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1970. 367 с.

Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных пород / А.Б. Ронов, Ю.П. Гирин, Г.А. Казаков, М.Н. Илюхин. - Геохимия, 1965, № 8, с. 763-776.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах / М.П. Волорovich, Е.И. Баяк, А.И. Левыкин, И.С. Томашевская. М., „Наука“, 1974. 224 с.

Фролова Т.И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрольного типа. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, „Наука“, 1973, с. 28-47.

Харкер А. Метаморфизм. М., ОНТИ-НКТП, 1937. 371 с.

Хильтова В.Я., Савельев А.А., Шулешко И.К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). - ДАН СССР, 1969, 188, № 1, с. 1-192.

Шванов В.Н. Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу. - Сов. геология, 1974, № 3, с. 60-73.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.-Л., Госгеолитдат, 1948. 388 с.

Эрлих Э.Н. (ред.). Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., „Наука“, 1966. 280 с.

Albee A.L. Comparison of the chemical analyses of sedimentary and metamorphic rocks. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1952, vol. 63, p. 1229.

Bastin E.S. Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. - J. Geol., 1909, vol. 17, p. 445-472.

Chemical composition of sedimentary rocks in Colorado, Kansas, Montana, Nebraska, North Dakota, South Dakota, Wyoming. - US Geol. Survey Prof. Paper 561. Washington, 1967.

Cohen E. The nature of silicates and carbonates of iron in the Northampton Sand Ironstone of central England. - In: Symposium sur les gisements de fer du monde, 2, 19th Intern. Geol. Congr., Algiers, 1952, p. 6-17.

De la Roche H., Roubault M. Comportement geochemique differentiel de Na et Al dans les formations volcaniques et sedimentaires: un guide pour l'etude des formations metamorphiques et plutoniques. - Comptes Renduc. Acad. Sci., Paris, 1968, t. 267, No 1, p. 39-42.

Eade K.E., Maxwell J.A., Fehring W.F. Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. - Nature, 1966, vol. 211, No 5055, p. 1245-1249.

Escola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.

Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, north-west Adirondack Mountains. - J. Geol., 1964, vol. 72, No 2, p. 15-29.

Gilluly J., Reed J.C., Cad y jr and W.M. Sedimentary volumes and their significance. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, No 2, p. 377-392.

Herrman A.G., Mark J.P., Knake D. Geochemistry of the rare earth elements in spilites from oceanic and continental crust. - Contr. Mineral. and Petrol., 1974, 44, p. 1-16.

Lambert J.B., Heier K.S. Geochemical investigations of deepseated rocks in the Australian Shield. - *Lithos*, 1968, vol. 1, No 1, p. 21-32.

Lepp H., Goldich S.S. Origin of Precambrian iron formations. - *Economic Geology*, 1964, vol. 59, p. 1025-1060.

Liou J.G. Mineralogy and chemistry of glassy basalts, Coastal range ophiolites, Taiwan. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, vol. 85, No 1, p. 1-10.

Middlemost E.A.K. A simple classification volcanic rocks. - *Bull. volcan.*, 1972 (1973), 36, No 2, p. 382-397.

Miyashiro A., Haramura H. Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. - In: *Proceedings of the Symposium on Tectonics*. *Bull. Indian Geophys. Union*, 1966, No 3, p. 46-55.

Milton C., Eugster H.P. Mineral assemblages of the Green River formation. - In: *Researches in Geochemistry*. New York, John Wiley, 1959, p. 178.

Niggli P. *Die Gesteinsmetamorphose*. Berlin, Borntraeger, 1924. 445 S.

Pettijohn F.I. *Sedimentary rocks*, 2 ed. New York, 1957. 718 p.

Pettijohn F.I. Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sand. - In: *Date of geochemistry*, sixth ed., chapter 5. US Geol. Survey Prof. Paper, 1963, 440-S, p. 1-21.

Rankama K., Sahama T.Y. *Geochemistry*. Chicago, 1950. 912 p.

Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, No 10, p. 919-934.

Sideric C. Petro-chemistry of some volcanic rocks from West Thrace. Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of Greece. - *Chemie der Erde*, 1973, Bd 32, H. 3, S. 174-195.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ	3
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ	6
Вулканиты	20
Осадочные силикатные породы	36
Кремнистые породы (силициты)	44
Несиликатные и смешанные пелит-карбонатные, алеврит- и псаммит-карбонатные и железистые породы	60
НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОХИМИИ МЕ- ТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ	72
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	95

Александр Николаевич Н е е л о в

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт. Художник Г.В. Смирнов
Технический редактор Л.М. Семенова. Корректор Г.А. Александрова

ИБ № 8996

Подписано к печати 29.07.80. М-29738. Формат 30x90 1/16. Бумага
офсетная № 1. Печать офсетная. Печ.л. 6 1/4 + 2 вкл. (1/2 печ.л.) =
= 6 3/4 усл. печ.л. Уч.-изд. л. 7.17. Тираж 1000. Изд. № 7376. Тив.
зак. № 1331. Цена 1 р. 10 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

1 р. 10 к.



**НАУКА
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ**