

В. Н. ШВАНОВ

ПЕТРОГРАФИЯ
ПЕСЧАНЫХ ПОРОД
(компонентный состав,
систематика и описание
минеральных видов)



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1987

Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). — Л.: Недра, 1987. — 269 с.

Представляет собой первую в Советском Союзе сводку по петрографии песчаных пород. Содержит описание методики опробования и схему лабораторного исследования состава песков и песчаников. Приводятся характеристика обломочных и аутигенных компонентов песчаных отложений, описание цементов и систематика пород по обломочно-компонентному и химическому составу. Рассматриваются классы песчаных пород — минерально-петрокластических (олигомиктово-кварцевые, аркозы, граувакки), адьюнктивно-минеральных и переходных, — их состав, вторичные изменения, распространение и условия образования. Определяются геологические задачи петрографического изучения песчаных отложений.

Для геологов, петрографов-осадочников, литологов; может быть полезна студентам геологических вузов.

Табл. 32, ил. 48, список лит. 63 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук *Б. М. Михайлов* (ВСЕГЕИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение песчаных пород является важной составной частью региональных геологических исследований, межрегиональных сопоставлений и анализа состава и строения осадочной оболочки Земли в целом. Это вытекает, во-первых, из широкого распространения песчаных пород, на долю которых приходится 18—21 % от общего объема осадочных пород. Это следует, во-вторых, из природы песчаных осадков и осадочных пород, занимающих промежуточное положение между грубообломочными и глинистыми породами и заключающих в себе как признаки материнских пород областей сноса, так и признаки бассейнов седиментации. Это происходит, в-третьих, из способности песчаных осадков и пород чутко реагировать на изменение условий диагенеза и эпигенеза, что делает их важнейшими индикаторами постседиментационных превращений осадочных толщ. Наконец, в-четвертых, очевидна связь песчаных пород с полезными ископаемыми.

Седиментационные биохемогенные месторождения железа, меди, урана, ванадия, фосфоритов, глауконита, россыпи циркона, рутила, монацита, ильменита, магнетита, хромита, касситерита, а также золота, платины, алмазов и драгоценных камней непосредственно связаны с песчаными осадками и породами и, что особенно важно, часто ассоциируют с их определенными минеральными видами. Песчаные и алевритовые породы являются основными коллекторами нефти, газа и природных подземных вод. Без использования песчаников в качестве нерудного промышленного сырья в литейном деле, стекольном производстве или строительстве невозможно представить существование современного общества.

Широкое распространение, высокая геологическая информативность и практическая ценность диктуют необходимость глубокого изучения песчаных пород при геологическом исследовании регионов, в том числе при геологической съемке и стратиграфических работах, при поисковых работах на различные полезные ископаемые, при формационном анализе, изучении ката- и метагенеза, при инженерно-геологических, гидрогеологических и других исследованиях. Эти задачи требуют создания специальных руководств и обобщений, учитывающих

накопленный опыт изучения песчаников и способствующих внедрению его в практику новых исследований.

В науке о песчаных породах, или литологии песчаников, вполне отчетливо обособилось пять основных направлений, приблизительно отвечающих пяти главным научным направлениям в литологии вообще: 1) раздел о пороодообразующем веществе — его составе и форме нахождения, — или собственно петрография, в узком значении этого понятия; 2) раздел о структурно-текстурных признаках — гранулометрическом составе, слоистости, напластовых и иных текстурах; 3) об акцессорных, или тяжелых минералах, их стратиграфическом и палеогеографическом значении; 4) о форме песчаных тел; 5) о песчаных породах как полезных ископаемых.

При этом в науке о песках и песчаниках сложилось парадоксальное явление — большинство признаков, особенно структуры, текстуры и акцессорные минералы, подробно описаны в специальных сводках В. П. Батурина, Л. Б. Рухина, В. А. Гроссгейма, Л. Н. Ботвинкиной, Э. С. Кутырева, В. Н. Шванова, Г. Ф. Рожкова и других, а наиболее важные, по убеждению автора, самые существенные особенности, заложенные в пороодообразующем веществе, не привлекли необходимого внимания и не завершились синтетическими исследованиями. Замечательные разработки В. Д. Шутова, интересные работы Е. Ф. Малеева и А. М. Цехомского, многие публикации, рассеянные в периодической печати, рассматривают отдельные группы пород или частные вопросы, не охватывая проблему в целом. Велико значение переведенной в 1976 г. на русский язык книги Ф. Петтиджона с соавторами «Пески и песчаники». Однако эта наиболее полная на сегодняшний день сводка по песчаным породам не является собственно петрографической работой. Кроме того, в ней, за некоторыми исключениями, не учтен опыт советских исследователей и не освещены материалы по нашей территории, а систематика и номенклатура во многом отличаются от принятых в нашей стране; целесообразность их применения является спорной, а противоречия сложившимся у нас традициям — очевидными.

Автор надеется, что предлагаемая книга в какой-то степени восполнит существующий пробел. В ее названии «Петрография песчаных пород» отражены представления автора о самостоятельности научного направления, изучающего вещество осадочных пород, в каждом конкретном случае проявляющееся в определенной структуре и текстуре. Это направление, содержанием которого является пороодообразующее вещество, и называется петрографией, в данном случае петрографией песчаников, в отличие от более широкого понятия — литологии, изучающей все стороны осадков, осадочных пород и осадочного процесса.

Фактической основой для написания книги послужили сведения по петрографии и минералогии песков и песчаников, со-

державшиеся в работах В. Д. Шутова, А. М. Цехомского, А. Г. Коссовской, Ф. Петгиджона, У. Дира, Е. Ларсена, Дж. Чилингара, Б. К. Прошлякова, Н. В. Логвиненко, Е. Ф. Малеева, И. В. Хворовой, Б. М. Михайлова, И. М. Симановича, Г. А. Мизенса и других исследователей. Автор опирался на собственные материалы по многим разрезам палеозоя и мезозоя Средней Азии, палеозоя Урала, палеозоя Русской платформы, мезо-кайнозоя юга европейской части СССР, а также на многолетний опыт преподавания литологии и петрографии осадочных пород на геологическом факультете Ленинградского государственного университета. Дух книги, ее идея и направленность в значительной мере складывались под влиянием научного мировоззрения Л. Б. Рухина, В. Д. Шутова и А. Г. Коссовской. Благоприятную роль сыграла совместная работа с Н. В. Логвиненко, Э. И. Сергеевой и М. С. Дюфуром.

I

ГЛАВА

ПРИРОДА КОМПОНЕНТОВ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД И ОСАДКОВ

§ 1. ПРИРОДА КОМПОНЕНТОВ ПЕСЧАНОЙ РАЗМЕРНОСТИ

В интервал размерности от 0,05 до 2,0 мм, который принимается за диапазон существования песчаных фракций [31, 49], попадают частицы различного происхождения. Шесть типов процессов приводит к их возникновению: 1) преобразование горных пород и минералов в элювии; 2) измельчение обломков при перемещении; 3) дезинтеграция при эксплозивных магматических процессах; 4) осаждение из растворов химическим или биогенным путем; 5) разрушение неконсолидированного осадка химического, биохимического или биогенного происхождения, в том числе и органических остатков сразу после их отложения; 6) пеллетизация или образование сгустков соответствующего размера.

Подходя формально, любые частицы, возникшие в результате каждого из перечисленных процессов, можно было бы отнести к песчаным, если они укладываются в интервал от 0,05 до 2,0 мм. Однако в этом случае получается очень широкое понятие о песчаных частицах и песчаных породах, ими сложенных, теряющее определенность, поскольку может быть распространено на большинство осадочных образований, в том числе химической, биологической и вулканической природы. Для сужения понятия и придания ему определенности, очевидно, следует ограничить понимание песчаных частиц не только метрически, но и генетически, исключив из их состава продукты химического и биогенного происхождения. При таком подходе нельзя считать песчаными частицами раковины фораминифер, залегающие на океанических поднятиях в современных «фораминиферовых песках», зерна глауконита во многих современных и ископаемых отложениях, пеллеты, образованные от слипания карбонатных или глинистых мицелл, вулканические выбросы, не подвергшиеся переотложению, и другие подобные им образования.

Под песчаными частицами следует понимать только те, которые при заданном размере образованы от разрушения более древних пород, а песчаными породами такие, которые более чем на 50 % сложены песчаными частицами. Так группа песчаных пород обособляется от других по существу, а не по формальному признаку. Трудности чисто практического характера:

возникают при отделении собственно песчаных частиц от продуктов конседиментационного размыва и разрушения неконсолидированного осадка, механического раздробления створок придонной фауны и т. п. Выяснение этих вопросов часто имеет принципиальное значение для решения региональных геологических задач, и на них мы в дальнейшем будем останавливаться.

Причиной образования песчаных частиц является разрушение коренных пород в зоне выветривания и измельчение обломков при переносе. Элювиальному процессу в зарождении обломочных компонентов, по-видимому, принадлежит ведущая роль. Известно, что песчаные частицы отделены от соседних размерных фракций естественными дефицитами интервалов 1,4—4,0 мм и 0,03—0,06 мм, появляющимися вследствие разрушения обломков при достижении ими некоторой критической массы при размерах 4 мм для пород и 0,06 мм для минералов [49]. Изучение распределения песчаных зерен внутри интервала песчаной размерности, отраженного, например, на суммарной гистограмме гранулометрического состава зернистых пород [Wolff R., 1964 г.], показывает, что большинство песчаных зерен укладывается в интервал 0,12—0,50 мм. Почему именно эти обломки преобладают в природе, можно было бы понять из сравнения гранулометрии обломочных и первичных магматических и метаморфических пород. Однако точных данных по первичным породам нет, из общих описаний можно видеть, что интервал песчаного дефицита 1—4 мм как раз отвечает размерам преобладающих кристаллов магматических и метаморфических пород.

Накопление кристаллов в обломочных породах сопровождается их раскалыванием. Наблюдения В. Г. Чистякова [Рухина Е. В., Чистяков В. Г., 1973 г.] показали, что при искусственном дроблении раскалывание зерен осуществляется до некоторого предела, равного 0,25—0,35 мм, после чего уменьшение размера происходит путем деформаций скола с образованием остаточного ядра и сколотого материала, поступающего за нижний основной интервал песчаного дефицита, в алевритовые и пелитовые фракции. Раскалывание зерен, так же как их освобождение из породы с образованием остаточного, содержащего песок материала, осуществляется главным образом в элювии, а затем черты элювия наследуются делювиальным или ледниковым материалом [Рухина Е. В., Чистяков В. Г., 1973 г.]. По-видимому, основная масса песчаного материала зарождается в самом начале осадочного процесса — в хемоморфном и особенно в криогенном и термофракционном элювии, в местах развития обвалов, эксплозивной деятельности вулканов и ледниковой эрозии.

В дальнейшем идет не столько продуцирование, сколько отмыв песка от тонких и крупных фракций. Абразия галек в водотоках, как показали наблюдения П. Маршалла в 1927 г.

ТАБЛИЦА 1
Состав среднего песчаника, % [24]

Минералы	Средний песчаник			
	(по Ф. Пет- тиджону)	(по Ф. Кларку)	Русской платформы (по А. Б. Ро- нову)	Речной (по Ф. Пет- тиджону и др.)
Кварц	59	66,8	69,7	58
Полевые шпаты	22	11,5	15,3	22
Каолин	6	—	—	—
Хлорит	4	—	—	—
Карбонаты	6	11,1	1,8	—
Слюда	—	—	2,9	—
Оксиды железа	2	1,8	—	—
Прочие, в том числе об- ломки пород	—	8,8	2,6	20

и Ф. Кюнена в 1959 г. [24], сопровождается образованием алеврито-глинистого, но не песчаного материала. На второстепенную роль абразии в формировании песка указывает минеральный состав породообразующих компонентов. Сравнение среднего

ТАБЛИЦА 2
Породообразующие минералы, расположенные в порядке
возрастания твердости по шкале Мооса (по Г. Б. Мильнеру
[18]) и индексам механической прочности (по В. А. Новикову [20])

Твердость	Минерал	Твердость	Минерал	Твердость	Минерал
1,5	Гипс	3,5	Анкерит	6,0	Силлиманит
2,0	Хлорит	4,0	Лимонит		Ортоклаз
2,5	Серпентин		Кианит (260)		Опал
	Мусковит	4,5	Апатит (275)	↓	Олигоклаз (325)
3,0	Биотит	5,0	Энстатит	↓	Микроклин
	Целестин		Тремолит		Лабрадор
	Хлорит		Актинолит		Битовнит
	Мусковит		Роговая обманка		Анортит
↓	Кальцит	↓	Диопсид (160)		Альбит
	Барит	↓	Гиперстен	7,0	Ставролит (420)
3,5	Ангидрит		Гематит		Оливин (290)
	Сидерит	5,5	Магнетит (380)		Кварц
	Доломит		Авгит (420)		Андалузит (220)
		6,0	Эпидот (320)		
			Цоизит		

Примечания. 1. В скобках даны индексы механической прочности. 2. Для минералов с переменной твердостью учтена минимальная твердость.

ТАБЛИЦА 3
Ряд породообразующих минералов, расположенных
по возрастанию индекса химической устойчивости
к выветриванию [20]

Группа	Минерал	Индекс устойчивости
Неустойчивые	Глауконит	10
	Оливин	10
	Пирит	10
	Ромбические пироксены	10—40
	Анортит	30
	Актинолит	40
	Битовнит	40
Умеренно устойчивые	Моноклинные пироксены	50—60
	Роговая обманка	70
	Цоизит	70
	Гипс	70
	Лабрадор	80
Устойчивые	Андезин	110
	Эпидот	110
	Олигоклаз	130
	Биотит	160
	Альбит	170
	Апатит	220
Весьма устойчивые	Ставролит	270
	Микроклин	290
	Гранат	310
	Ортоклаз	350
	Хлорит	400
Крайне устойчивые	Мусковит	600
	Кварц	530

состава песчаных пород (табл. 1) со свойствами потенциально возможных породообразователей (табл. 2, 3) позволяет заключить, что не устойчивостью к абразии, а химической устойчивостью определяется способность минералов концентрироваться в песчаных породах. Если для кварца роль одного или другого фактора неясна, поскольку кварц обладает и самой высокой по сравнению с другими породообразователями твердостью, а следовательно, и снашиваемостью, коррелятно связанной с твердостью, и самой высокой химической устойчивостью, то уже для полевых шпатов определяющая роль химической устойчивости очевидна. С породами, богатыми кварцем, ассоциируют устойчивые ортоклаз, микроклин и альбит, а не неустойчивые анортит и битовнит, тогда как по твердости и абразивной прочности все они образуют одну близкую к кварцу группу. Оливин близок по прочности к кварцу (табл. 2), но его нахождение в обломочных породах представляет большую редкость

из-за малой химической устойчивости (табл. 3). То же можно сказать о пироксенах, в известной степени об амфиболах. Белая слюда при малой твердости и низкой абразивной прочности является постоянным спутником кварца, что связано с ее высокой химической устойчивостью. Таким образом, масштабы распространения минералов в песчаниках определяются в первую очередь их химической устойчивостью.

Селективный отбор минералов по химической устойчивости осуществляется на всех стадиях образования и преобразования осадка, но более всего — в ходе выветривания на водосборах; элювиальный процесс — происходит ли он в «первичном» элювии на коренных породах области сноса или во «вторичном» элювии из осадков на временных водоразделах, или на осушаемых участках в области седиментации, — является определяющим фактором в формировании и общего объема, и минерального состава частиц песчаной размерности. Разумеется, не следует представлять, будто в элювии процесс селективного выветривания проходит от начала до конца и из коры выветривания поступает материал настолько дифференцированный, что не способен более подвергаться механической абразии. Реальный механизм проявляется в том, что в результате элювиальной переработки образуется материал в разной степени выветрелый, потенциально в разной степени устойчивый к последующей механической абразии. Степень выветрелости компонентов и степень последующей устойчивости зависят от природы элювиального процесса и от длительности экспозиции, которая определяется режимом тектонических движений.

§ 2. ОТБОР ОБРАЗЦОВ И ИХ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТЬ

При изучении слоев горных пород и их сочетаний по образцам, отобранным из них, ставится задача, которая может быть приближена к своему решению с большей или меньшей точностью. Такой задачей является отображение закономерностей в системе горных пород, минералов и химических элементов на основе наблюдений над ее фрагментами, составляющими чрезвычайно малую долю относительно всех компонентов системы. Чтобы приблизиться к системе, получить несмещенные (точнее, минимально смещенные) оценки, необходима рационально организованная схема достаточно большого числа наблюдений, соответствующих морфологии и природе объекта.

Единых рекомендаций о том, что такое «рациональная» схема и каково «достаточное» число наблюдений, пригодных на все случаи, нет. Наиболее разработана система отбора и изучения проб в разведочном деле, поэтому практика взятия литологических образцов и их обработка может исходить из опыта поисковых и разведочных работ на месторождениях, с необходимыми коррективами. Проблема отбора решается от-

дельно для каждого из иерархических уровней и включает: 1) выбор обнажений (или горных выработок); 2) отбор проб в каждом обнажении (или в горной выработке); 3) отбор образца для анализа из пробы; 4) подсчет компонентов в образце. Рассмотрим первые три из указанных уровней, четвертый постараемся осветить в следующем параграфе.

Разбивка сети горных выработок — их расположение и густота, — как известно [1; Борзунов В. М., 1969 г.; Поиски и разведка: . . ., 1977 г.], зависят от стадии разведки. На стадии предварительной разведки выработки располагают по правильной разведочной сети: при горизонтальном залегании полезного ископаемого применяют квадратную сеть, при крутом падении разведку обычно производят по профилям, ориентированным вкрест простирания залежи. Переход ко второй стадии детальной разведки сопровождается разбивкой разведочной сети на выбранных участках локализации полезного ископаемого. Расположение и густота сети устанавливаются методом аналогий с разведанными или эксплуатируемыми месторождениями, последовательным разрежением разведочной сети, а также некоторыми статистическими и экономическими расчетами. В результате создается сеть выработок, зависящая от размера тела полезного ископаемого, сложности его формы, внутреннего строения и выдержанности качества сырья.

При литологическом изучении осадочных толщ места их пересечений в естественных обнажениях или скважинах располагаются таким образом, чтобы они систематически покрывали площадь распространения изученных толщ или их обнаженные выходы, желательно по сетке, разреженной по простиранию структур и сгущенной вкрест простирания. Лучше, если изучение производится в два этапа — сначала устанавливается общая картина распределения минералогических признаков, намечаются краевые зоны бассейна седиментации и петрографические провинции, а затем сеть наблюдений сгущается вдоль границ седиментационных бассейнов и петрографических провинций, где наблюдается смешение осадочного материала. Вследствие того что многие количественные показатели гранулометрических, морфометрических и минералогических признаков терригенных толщ при движении от областей размыва к центру седиментационных бассейнов подчиняются экспонентному закону, разбивка сети наблюдений и опробования в этом направлении в принципе также должны следовать экспонентной кривой.

Таким образом, как в ходе разведочных работ, так и при литолого-геологических исследованиях общая сеть наблюдений и опробования, лежащая в основе иерархической системы отбора фактических данных, строится целенаправленно на основе предпосылок геологического характера, а не берется наугад по принципу равновероятности пунктов опробования, как это

рекомендуется некоторыми даже весьма серьезными руководствами [7, с. 18].

Какова должна быть проба, откуда она должна отбираться и каково должно быть общее число проб? Практикой геолого-разведочных работ достаточно разработаны методы опробования горных выработок, где с целью изучения полезного ископаемого берутся штупные, бороздовые, задирковые и валовые пробы. Наиболее распространенным является бороздовое опробование, а при поисках и разведке песчано-гравийных месторождений — валовое [Поиски и разведка..., 1977 г.]. При минерально-петрографическом изучении осадочных толщ необходим иной подход. Высказанные рекомендации о необходимости отбора бороздовых или секционных проб из борозд для минералогического анализа [18] непригодны для всех случаев, так же как требование отбирать пробы случайно или через равные интервалы, по возможности из разных частей пласта [Вистелиус А. Б., 1957 г.]. Эти два способа эквивалентны, поскольку случайная выборка в пределах стремится к бороздовой пробе, представляющей весь пласт или всю пачку пород. Применение их необходимо, когда нужно оценить общее содержание компонента или компонентов в пласте, пачке или по всему разрезу. Этой же задаче установления концентраций или объемов минеральных видов по единицам разреза служат точечные пробы, пересчитанные на мощность пластов [7; Ронов А. Б. и др., 1972 г.].

При всех этих способах, усредняющих пласт, происходит, однако, потеря признаков, важных с методической и генетической точки зрения, вытекающих из неоднородности пласта. Большинство пластов обладает градационной рассортировкой материала по крупности. Вследствие функциональной зависимости минерального состава от размерности рассортировка по крупности является одновременно и минералогической рассортировкой: с крупнозернистыми нижними элементами пластов связаны самые пестрые ассоциации порообразующих минералов и аксессуаров, мелкозернистым верхним свойственны более бедные. При взятии бороздовой пробы пестрая ассоциация нижней части пласта разубоживается за счет материала верхней части и становится менее выразительной. Относительно среднего состава слоя или пласта такая выборка более представительна, но в отношении сведений об условиях седиментации менее информативна.

Известно, что в геологии и литологии принято оперировать материалом, отражающим крайние геологические обстановки и признаки: палеогеографические карты строят для эпох максимальной и минимальной трансгрессии, в гранулометрических анализах оперируют отдельными самыми важными частями распределений, при измерении формы галек выбирают наиболее острые углы. Точно так же в минералогии и петрографии наибольшую информацию можно получить, изучая нижние, бога-

тые минеральными видами части песчаных пластов. Штуфные пробы из оснований пластов являются поэтому наиболее важными элементами опробования.

Известно также, что важным генетическим признаком является степень гетерогенности пласта. Турбидиты обладают отчетливо выраженной по вертикали гранулометрической и минералогической рассортировкой в пределах пласта, в морене подобная рассортировка может полностью отсутствовать. При взятии бороздовой пробы эти различия никак не проявятся, пласты тех и других могут показаться совершенно одинаковыми. Поэтому от бороздовых проб в практике минералого-петрографического исследования в общем случае необходимо решительно отказаться, так же как от секционных и штуфных случайных проб, отбираемых через равные интервалы, по таблице случайных чисел и т. п.

Опробование должно вестись не случайно, а целенаправленно, соответственно поставленной задаче. Так, для литостратиграфических корреляций пробы отбираются из оснований слоев, а сами слои выбираются через приблизительно равные интервалы мощности; таков же порядок отбора проб при литоформационном анализе, но пробы из подошвы должны дополняться пробами из кровли пласта. При фациально-палеогеографических исследованиях выбор точек отбора уже определяется фациальной изменчивостью разреза. Различным будет отбор образцов при изучении напластовых текстур, слойчатости или конкреций, при анализе постдиагенетических процессов, при изучении физических свойств горных пород и др. Только при некоторых специальных подсчетах объемов минеральных веществ — средних составов пород и минералов или средних концентраций полезных компонентов — необходимо соблюдение требований случайности отбора (случайности выбора пласта и выбора точки отбора в пласте).

Во всех, даже в последних, случаях безусловное предпочтение следует отдавать индивидуальным пробам. Практика отбора сложных проб, дающих материал, который якобы «воспроизводим, доступен для проверки другими исследователями, уникален по своей объективности...» [Ронов А. Б. и др., 1972 г., с. 22], не имеет, однако, указанных достоинств, как это было убедительно показано Н. М. Страховым [1970 г.]. От этой практики необходимо безусловно отказаться. Информация, извлекаемая из сложных проб, слишком бедна, чтобы компенсировать затраты, связанные с их получением и обработкой, а большая часть ее оказывается безвозвратно утерянной.

Объем индивидуальной пробы, берущейся на минералогический или химический анализ, зависит от крупности зерен и однородности распределения минеральных компонентов. В практике обработки проб на полезные ископаемые широкое применение находит формула Чечотта [1]

$$q = Kd^2,$$

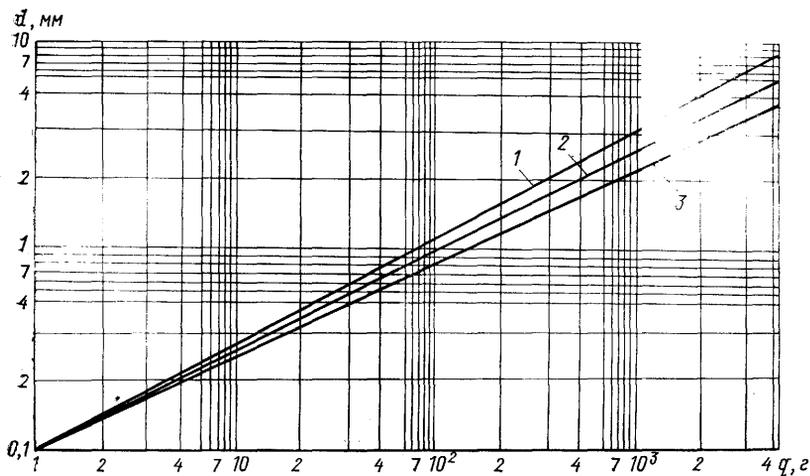


Рис. 1. Диаграмма для определения надежных масс химических проб руд — весьма равномерных (1), равномерных (2), неравномерных (3) (по К. Л. Пожарицкому [1]).

где q — масса пробы, кг; K — коэффициент, определяющийся характером породы; d — наибольший диаметр частиц пробы, мм. Значение K изменяется от 0,02 для пород и руд с равномерным содержанием определяемого компонента до 0,5 — с крайне неравномерным его содержанием.

Формула Чечотта является частным случаем формулы Демонда и Хальфердаля, предложенной в 1923 г.,

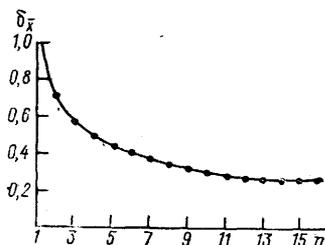
$$q = Kd^a,$$

где показатель степени a представляет собой переменную величину от 1,5 до 2,7.

После логарифмирования формула принимает вид линейного уравнения $\lg q = \lg K + a \lg d$. Соответствующие ей линии могут быть построены на логарифмической диаграмме (рис. 1) и служить для отыскания минимальной надежной массы пробы, берущейся для анализа. Так, проба грубозернистой песчаной породы с размером зерен до 2 мм должна иметь массу от 300 до 800 г в зависимости от числа и содержания компонентов, сортировки и цемента. Проба среднезернистого песка с размером зерен до 0,5 мм — от 28 до 40 г и т. д.

Доведение пробы до размера навески, берущейся для химического анализа, производится путем последовательного измельчения и сокращения, которое может повторяться несколько раз. При минералогическом или петрографическом изучении измельчение регламентируется размером минеральных зерен, а количество материала определяется требованием необходимого числа зерен, обеспечивающего заданную точность опреде-

Рис. 2. Связь между стандартным отклонением и объемом выборки при простом опробовании [7].



ления минеральных компонентов в препарате, о чем сказано ниже. Поэтому, после того как проба, приведенная по массе в соответствии с размером зерен, получена, из нее отбирают препарат. Это может быть рыхлый препарат, взятый из пробы после ее тщательного перемешивания, а также шлиф или несколько шлифов, взятые из куска случайно, но изготовленные ориентированно поперек слоистости.

Необходимое и достаточное число проб, которое обеспечивает исследование признака с необходимой точностью, не выходящей за пределы допустимой погрешности, рассчитывается для отдельно взятого объекта независимо от его размеров и формы: части разреза, участка площади или объемного тела. Точность вычисления среднего содержания зависит от разброса единичных значений в пределах выбранного объекта, оцениваемого стандартным отклонением σ , и количества наблюдений n . Для выбора необходимого и достаточного числа проб нужно предварительно оценить величину σ по произвольно выбранному числу n , а далее найти стандартное отклонение среднего

$$\sigma_{\bar{x}} = \sigma / \sqrt{n}.$$

Допуская, также с некоторой погрешностью, которую обычно не оценивают, что σ сделанной случайной выборки отражает истинную природную дисперсию, добиваются уменьшения погрешности путем увеличения числа n . Как показано на рис. 2, увеличение числа наблюдений до четырех сопровождается увеличением точности вдвое, увеличение n до 16 увеличивает точность в 4 раза, а затем при росте n приращение точности происходит очень медленно, поэтому практически не следует добиваться большой точности для величин n , располагающихся под крайней, пологой частью кривой, когда n больше 20—30.

В практике опробования [1] необходимое число проб N находят из отношения

$$N = (\sigma / \Delta_{\text{доп}})^2 \quad \text{или} \quad N = n (\sigma_{\bar{x}} / \Delta_{\text{доп}})^2,$$

где n — число наблюдений в предварительном опробовании, σ — стандартное отклонение и $\sigma_{\bar{x}}$ — стандартная погрешность среднего в предварительном опробовании, $\Delta_{\text{доп}}$ — установлен-

ная практикой допустимая погрешность определения минерального компонента, часто оговоренная инструкцией ГКЗ.

В практике литологических исследований погрешность, допустимая при данном виде работ, устанавливается из соображений научного или практического характера. После предварительного отбора образцов и их изучения, учитывая дисперсию изучаемого признака, устанавливают окончательную схему отбора образцов, в том числе и необходимое число наблюдений N . Например, при изучении песчано-глинистой толщи равномерно по разрезу из подошвы песчаных пластов отобрано 15 образцов (n). Установлено, что среднее содержание кварца в них равно 40 % (\bar{x}), дисперсия среднего равна 4 % ($\sigma_{\bar{x}}$). Установим достаточное число проб для оценки содержания кварца с погрешностью 5 и 3 %

$$N_1 = n (\sigma_{\bar{x}} / \Delta_{\text{доп}})^2 = 15 \cdot (4/5)^2 = 9,6; \quad N_2 = 15 \cdot (4/3)^2 = 19,9.$$

Таким образом, для оценки с погрешностью 5 % необходимо 10 образцов, с погрешностью 3 % — 20 образцов. Дальнейшее увеличение точности нецелесообразно, так как требует резкого увеличения числа проб.

§ 3. СХЕМА ПОЛНОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Петрографическое изучение определенной группы осадочных пород и осадков заключается в исследовании их признаков и свойств в целом во всей породе, а также признаков и свойств составляющих их компонентов — породообразователей. Рациональная схема петрографического исследования включает выбор совокупности методов для исследования вещества и определенную последовательность их применения — от экспрессных, дешевых и массовых, к точным количественным, часто дорогостоящим и потому единичным.

Задача и рамки книги не позволяют осветить методику полевой и лабораторной работы по изучению петрографии песков и песчаников. Полевая работа каждый раз определяется задачами исследования в той или иной научной дисциплине, методика ее зависит от поставленной цели и, естественно, будет различной при литологических, стратиграфических, геологоструктурных или иных исследованиях. Различные аспекты лабораторного изучения породобразующего вещества освещены в специальных руководствах [11, 14, 20, 35, 37, 38]. Мы ограничимся изложением общей схемы лабораторного исследования песчаных осадков и пород, характеристикой петрографической работы с поляризационным микроскопом как наиболее важного звена петрографического анализа и места, которое занимает

петрография с микроскопом в общей схеме лабораторных методик.

Соотношение методик, с помощью которых, по-видимому, достигается полная петрографическая характеристика песчаных пород, показано на рис. 3. Все они могут быть подразделены на четыре группы. В порядке уменьшения значимости в общем петрографическом исследовании их можно перечислить в такой последовательности.

1. Изучение пород и их компонентов в прозрачных и полированных шлифах.

2. Определение состава и свойств в образцах без предварительного разделения породы на составные части.

3. Деление пород на обломочную часть и цемент и их раздельное изучение.

4. Исследование предварительно выделенных органических остатков.

Изучение в прозрачных и полированных шлифах. Прозрачные шлифы изготовляют из горных пород и прозрачных минералов, полированные шлифы, или аншлифы,— из рудных непрозрачных минералов и пород. Изучение прозрачных шлифов под микроскопом, начатое в 1850 г., когда англичанин Г. Сорби описал первый шлиф известкового песчаника, является сейчас и, по-видимому, еще долго будет оставаться главным методом петрографического исследования.

Первым этапом изучения песчаных пород в шлифах являются качественные оценки компонентов в обломочной части и цементе, за которыми следуют их визуальное определение и диагностика по оптическим свойствам. Далее устанавливаются индивидуальные особенности каждого компонента, их соотношения друг с другом и вытекающие из этого минеральная, структурная и текстурная характеристики породы.

Необходимость сопоставления результатов работы разных исполнителей требует определенной стандартизации петрографических описаний. Элементами стандартного петрографического описания являются.

1. Название породы, отражающее размер зерен преобладающей фракции, минеральный вид песчаника, устанавливаемый по соотношению обломочно-песчаных компонентов, и состав непесчаной части, обычно присутствующей в цементе и содержащейся в количестве не менее 5 % (среднезернистый лититовый кварцево-граувакковый известковистый песчаник).

2. Размер зерен преобладающей фракции, максимальный размер и степень сортировки по размеру. Размеры определяются по среднему поперечнику зерен с помощью линейки, монтируемой в окуляр 6× или 5× (табл. 4).

3. Форма зерен, сортировка по форме и соотношению формы и размера. Форма определяется визуально или по трафаретам [15, 31, 49] с подразделением зерен на пять-шесть классов — весьма угловатые, угловатые, почти угловатые, почти окатанные, окатанные, весьма окатанные.

4. Структура породы, зависящая от первоначального состава обломков и степени вторичного преобразования. Первичная структура определяется количеством обломков разной крупности. Собственно песчаные частицы образуют псаммитовую структуру. Примесь других частиц при содержании в количестве более 5 % вводится в название в виде первой части сложного прилагательного (алевро-псаммитовая, псефито-псаммитовая). С ростом преоб-

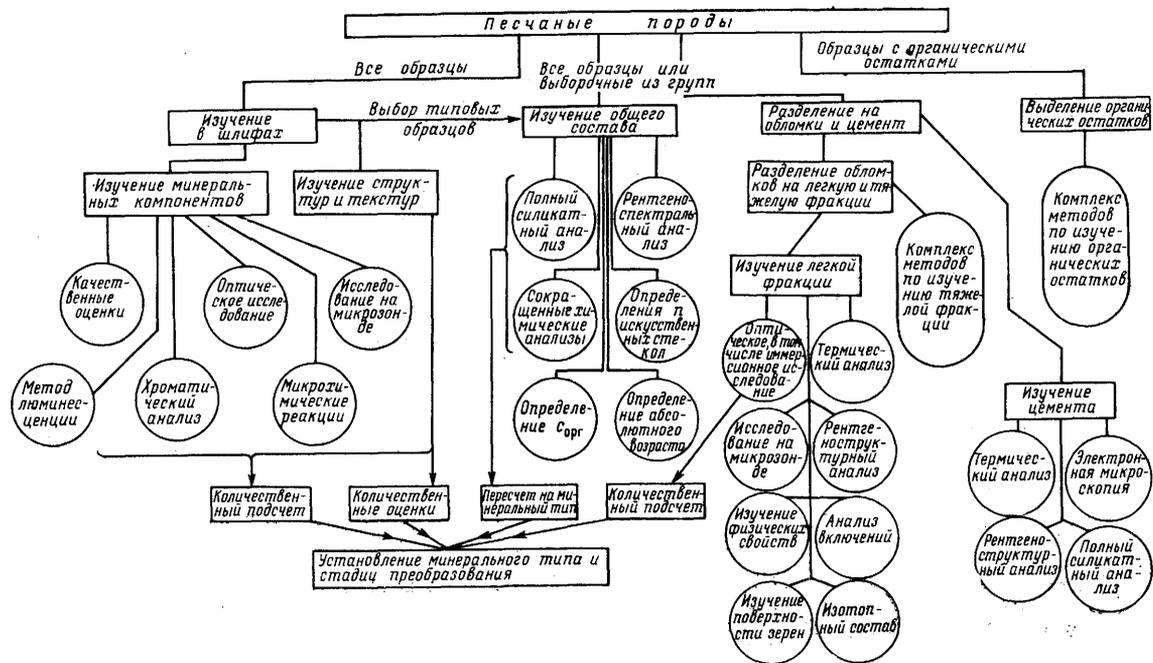


Рис. 3. Схема полного лабораторного петрографического изучения песчаных пород.

ТАБЛИЦА 4

Цена деления линейки окуляр-микрометра микроскопов
при различных объективах

Окуляр 6×		Окуляр 5×	
Объектив	Цена деления, мм	Объектив	Цена деления, мм
3×	0,055	3,5×	0,048
8×	0,022	9×	0,018
20×	0,009	20×	0,008
40×	0,004	60×	0,003
60×	0,003		

разований псаммитовые структуры приобретают элементы микростилолитовых, инкорпорационных, шиповидных структур, а затем видоизменяются в конформные, мозаичные и гранобластовые.

5. Характеристика обломочной части, складывающаяся из оценок: а) количества компонента, находимого измерениями или визуально с помощью трафаретов, помещенных во многих руководствах [53, 37]; б) качественного состава с описанием каждого компонента — его первичных особенностей и вторичных изменений; в) количественных соотношений между компонентами, определяемых путем измерений, подсчета или на глаз с помощью трафаретов.

6. Характеристика цемента — его состава, количества, равномерности распределения, степени перекристаллизации, соотношения с обломочными зернами, последовательности образования.

7. Характеристика непородообразующих компонентов — органических остатков, углеродистого вещества, минералов тяжелой фракции и др.

8. Текстура породы и некоторые физические характеристики, с ней связанные, — размер и сообщаемость пор, анизотропия свойств — в той мере, в какой их определение возможно в шлифах без применения специальных методов.

Стандартное петрографическое описание является основой и вместе с тем первым шагом исследования, за которым начинается детальное изучение признаков отдельных компонентов и их соотношений. В петрографических шлифах также могут осуществляться хроматические анализы, микрохимические реакции, локальный рентгеноспектральный (зондовый) и люминесцентный анализы.

Хроматические анализы производятся в открытых шлифах, пришлифовках и порошках породы на зернах достаточно крупных, хорошо видимых при 8× или 9× объективах.

Для окрашивания полевых шпатов чаще всего пользуются методом А. Габриэля и Е. Кокса, предложенным в 1929 г., с некоторыми усовершенствованиями Ф. Чейза и С. Розенблума [35]. По этой методике изготавливается непокрытый шлиф (или снимается покровное стекло, канадский бальзам отмывается спиртом) и погружается в узкую свинцовую или пластмассовую ванночку с HF на 15—30 с для протравливания поверхности. После этого травленый шлиф погружается на 15—20 с в раствор кобальтнитрата натрия $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$ (60 г на 100 мл воды), а затем в холодную воду. Зерна калиевого

полевого шпата приобретают лимонно-желтую окраску, плагиоклаз и кварц не окрашиваются, в антипертитах окрашиваются только включения щелочного полевого шпата. Слабую окраску приобретают примеси слюды и глинистых минералов, заключенные в полевых шпатах.

Было предложено [Hayes C., Klugman M., 1959 г.] после действия кобальтнитрата натрия обрабатывать препарат дополнительно 0,5 %-ным раствором эозина В в течение 3 мин. После промывания и высушивания можно наблюдать окрашивание калиевых полевых шпатов в оранжево-желтый цвет, плагиоклазов — в розовый.

Для окрашивания карбонатных минералов, присутствующих в цементе или обломках, рекомендуются различные красители, действие которых подробно описано [35]. В последнее время пользуются методикой Л. Е. Штеренберга [1965 г.], который применил комбинированный реактив, включающий: 1) соляную кислоту (0,15N) — 11 частей, 2) ализарин-рог (0,1 %) — 9 частей, 3) железосинеродистый калий $K_3Fe(CN)_6$ (1 %) — 2 части. Реактив наносят на отмытую поверхность шлифа и выдерживают 30—40 с, затем промывают под сильной струей воды и покрывают покровным стеклом. Кальцит приобретает интенсивный розово-красный цвет, манганокальцит — слабо-розовый, железистый кальцит — бледно-фиолетовый, анкерит — синий цвет. Доломит и магнезит этим реактивом не окрашиваются.

Микрохимические реакции, сопровождающиеся изменением окраски раствора, выпадением осадка или выделением газов, можно проводить в открытых шлифах, но обычно для этого берется одно-два зерна размером 0,1—0,2 мм, на которые действуют каплей реактива. Большинство микрохимических реакций, применяемых при качественном анализе руд и минералов, приведены в книге [35].

Изучение петрографических шлифов с помощью локального микрозондового рентгеноспектрального анализа является одним из важнейших сторон исследования минералов и пород. Этот анализ приобретает все большее значение как метод массового химического анализа компонентов породы [14, 37].

Для выявления элементов люминофоров — органического вещества (ОВ) и некоторых минералов — в шлифах используется люминесцентный анализ. Р. Сиппелем [62] были показаны возможности люминесценции для выявления дефектов кристаллов, поликристаллических агрегатов, регенерационных каемок вокруг зерен и других образований, невидимых в шлифах в обычном поляризованном свете.

Изучение общего состава песчаников в образцах. Второе направление изучения песчаных пород ведется параллельно с микроскопическим описанием и осуществляется обычно не геологами, а аналитиками — работниками специализированных лабораторий. Включает следующие виды анализов:

— классический химический анализ, или полный силикатный;

— химический рентгеноспектральный анализ — экспрессный вариант силикатного анализа, менее полный по набору определяемых элементов и менее точный;

— локальный химический микроанализ — разновидность рентгеноспектрального анализа, предназначенный для изучения малых количеств вещества на площади в несколько микрометров;

— определение общего SiO_2 по показателю преломления искусственных стекол — экспрессный метод установления меры основности пород [Цветков А. Я., Шванов В. Н., 1976 г.];

— определение общей карбонатности и состава карбонатных минералов;

— определение содержания и форм железа;

— изучение рассеянного ОВ — общего содержания органического углерода, количества и состава битумов в объеме, предусмотренном не специальным, а общим анализом [11];

к петрохимическим характеристикам можно отнести определение аргон-калиевого отношения, радиоактивного углерода и некоторых других признаков, позволяющих датировать возраст обломочных компонентов.

Изучение физических свойств — плотности, пористости, проницаемости, крепости, пластичности, электропроводности, теплопроводности и других — служит предметом специальных исследований в нефтяной, рудничной, инженерной геологии и геофизике и не входит в прямую задачу петрографического исследования.

Сепарация породы и раздельное изучение обломочной части и цемента. В рыхлых и слабоцементированных породах для детального изучения состава обломочной части и цемента производится их разделение после перевода в суспензию, техника которого описана во многих руководствах [15, 20, 49]. К непрочно цементированным породам с глинистым цементом для изучения последнего, а также для извлечения остатков микрофауны, спор и пыльцы применяется ультразвуковое диспергирование, описанное М. Я. Кацем и др. [1978 г.]. Прочно цементированные породы зоны умеренного катагенеза и нижних зон подвергаются механическому дроблению до размеров зерен преобладающей фракции с последующим отмучиванием тонкой части шлама. Механическое дробление применяется также для анализа пород, когда нежелательна потеря растворяющихся в кислотах минералов — фосфатов, хлоритов, некоторых пироксенов и амфиболов.

Фракционирование суспензии для последующего минералогического анализа производится сливанием верхних 5 см из батарейной банки емкостью 5 л, в которую суспензия помещается. Если не требуется выполнения полного гранулометрического анализа, для проведения минералогических исследова-

ТАБЛИЦА 5

Скорости осаждения в воде частиц разной крупности
(по А. Н. Сабанину)

Диаметр частиц, мм	Скорость осажде- ния частиц, мм/с	Время осаждения в столбе воды ($h = 1$ см)	Время слива верхнего столба суспензии ($h = 5$ см)
0,05	2	5 с	25 с
0,01	0,2	50 с	4 мин
0,005	0,046	36 мин	3 ч
0,001	0,0012	2 ч 24 мин	12 ч

ний достаточно разделения породы на три части — песчаную $>0,05$ мм, глинистую $<0,005$ мм и промежуточную часть $0,05—0,005$ мм. Время слива верхнего 5-сантиметрового столба жидкости для получения главных гранулометрических фракций показано в табл. 5. Все три фракции высушиваются, определяется их масса и рассчитываются процентные содержания. Песчаная часть породы может быть рассеяна на ситах, а определенные гранулометрические классы ее разделены на тяжелую и легкую фракции. Последняя, отделенная от тяжелых минералов или не отделенная от них, является предметом минерало-петрографического изучения.

При выборе размерной фракции для иммерсии (так же как для исследования и подсчета в шлифах) следует учитывать зависимость минерального состава песка от гранулометрического состава.

Зависимость эта сложная и неодинаковая в разных толщах. Некоторые примеры приведены на рис. 4. К ним следует добавить выводы В. Д. Шутова [1961 г.] о том, что во многих песчаниках обломки пород образуют два максимума — один во фракции наиболее грубой ($>0,5$ мм), другой — в мелкой ($0,25—0,10$ или $0,10—0,05$); максимальное содержание кварца приходится на фракцию $0,5—0,25$; калиевые полевые шпаты образуют максимум во фракции $0,25—0,10$ или $0,10—0,05$, всегда сдвинутый относительно кварца в сторону более мелких фракций; кислые плагиоклазы присутствуют во фракции $0,25—0,10$ мм и мельче. По Е. А. Маргулису [1979 г.], наиболее грубые разности песчаников палеогена Сахалина представлены граувакками, самые мелкозернистые — аркозами и мезомикитово-кварцевыми породами. В кварцевых песках [45] во фракциях крупнее $0,15—0,25$ растет число обломков поликристаллического кварца, во фракциях меньше $0,15—0,25$ возрастает количество полевых шпатов.

Из сказанного можно заключить, что лучше всего для изучения компонентного состава брать фракцию около $0,5$ мм и крупнее, наиболее богатую обломочными компонентами. Однако таких пород вообще мало в природе, поэтому следует ограничиться некоторым оптимальным вариантом, выбрав часто встречающиеся разности, но уже с известным разнообразием состава. По-видимому, такому условию удовлетворяет фракция $0,20—0,35$ мм, которая и должна быть выбрана в качестве основной, базовой, фракции в петрографии песчаных пород и осадков. При изучении шлифов выбираются породы

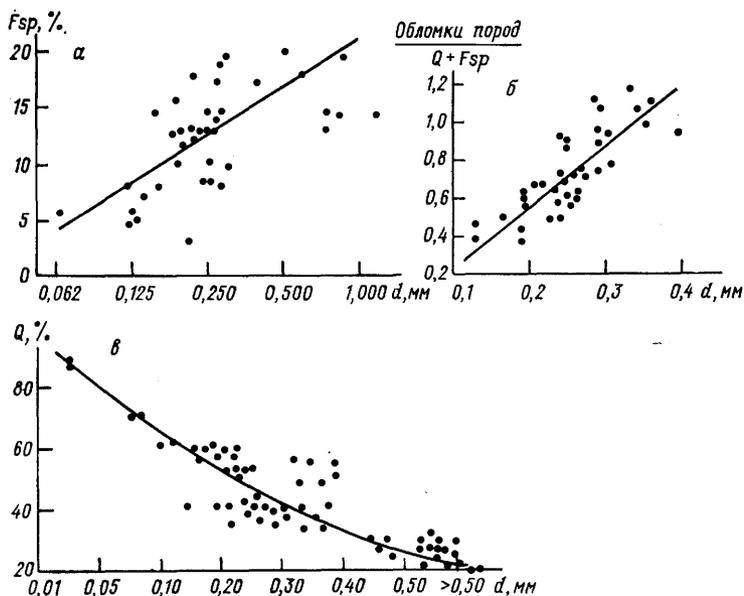


Рис. 4. Зависимости состава обломочных компонентов от размера зерен. *а* — полевых шпатов в девонских песчаниках Кли (по Д. Аллену); *б* — отношения обломочных зерен к сумме кварца и полевых шпатов в силурийских и ордовикских турбидитах (по Г. Окаде [24]); *в* — кварца в нижнекаменноугольных песчаниках Гиссарского хребта.

с преобладанием этой фракции, при иммерсионном исследовании изучается только эта фракция, если в задачу не входит изучение полного гранулометрического спектра.

Иммерсионному изучению предшествует подготовка образцов к анализу, подробно описанная в руководствах [15, 18, 20]. Техника анализа в закрепленных препаратах на желатине, наиболее удобных при изучении легкой фракции, хорошо изложена В. А. Новиковым [20].

В иммерсионных препаратах изучают только прозрачные минералы. Обломочные зерна пород относят к классу непрозрачных или полупрозрачных, как правило, недиагностируемых зерен. Их определение производят в шлифах, а при работе с рыхлым песком изготавливают искусственные шлифы путем его проваривания в канифоли.

Для диагностики отдельных минералов в порошках широко используются также хроматические и микрохроматические реакции, термический, рентгеноструктурный или электронно-зондовый рентгеноспектральный анализ. Каждый из них является самостоятельной научной областью [Зевин Л. С., Завьялова Л. П., 1974 г.; Руководство по рентгеновскому исследованию..., 1975 г.; Термический анализ..., 1974 г.; Лабораторные

методы... , 1979 г.; Рентгенография основных типов... , 1983 г.]. Кроме того, существуют признаки и способы их исследования, не составившие пока предмета самостоятельных научных дисциplin. Эти признаки описаны ниже.

Люминесценция используется для диагностики небольшого числа минеральных видов — шеелита, корунда, алмаза, минералов урана и битумов, но главным образом для исследования полиморфных модификаций минералов, в том числе породообразующих — кальцита, полевых шпатов, кварца, и связи их с составом, условиями кристаллизации и последующего существования в осадочных толщах [Современные методы... , 1969 г.; Матросов И. И. и др., 1979 г.].

Плотность является одной из диагностических характеристик минералов или их разновидностей в пределах одного и того же минерального вида. Измерение удельного веса минералов обычно производят через константы жидкостей, в которые их помещают. На этом основаны метрический метод, метод барометрической трубки, работа с применением поплавка и некоторые другие [35]. Для одновременного исследования большого числа зерен применяются градиентные трубки разных конструкций [Кац М. Я., 1966 г.]

Состав включений, по которым возможно определение химических и термобарических условий образования минералов, изучается с помощью оптических методов, люминесценции, электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии и др. [14]. В песчаных породах включения обычно изучаются в обломочном кварце, реже в обломках полевых шпатов и кварцево-опаловом цементе.

Наблюдения над поверхностью зерен являются частью морфоскопических исследований, представляющих сейчас определенное научное направление [49]. Наблюдения ведутся после удаления пленок с поверхности зерен с помощью бинокулярной лупы, микроскопа или сканирующего электронного микроскопа. Чаще всего исследуется кварц [33], а также тяжелые минералы — гранат, сфен и др.

Изотопный состав кислорода, определяемый масс-спектрометрическим способом, и значение отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ для компонентов песчаных пород устанавливались в немногих работах, однако они показали возможность разделения первичного и вторичного альбита, а также выделения различных типов кварца: магматического, метаморфического и осадочного, характеризующихся последовательным возрастанием отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [Savin S., Epstein S., 1970 г.].

Для изучения цемента песчаников используются методы, предназначенные для исследований соответствующих типов пород. Полное изучение цемента, однако, не всегда удается, поскольку диспергирование часто сопровождается искажениями его состава. Детальное изучение цемента нецелесообразно, если для диспергирования породы применялись хи-

мические реактивы. При сильном механическом воздействии изменяется форма глинистых частиц, что затрудняет электронную микроскопию, а результаты химических анализов могут сильно искажаться из-за попадания в пелитовую фракцию тонкоизмельченных обломочных зерен. Основными методами исследования заполнителя плотно цементированных пород являются поэтому оптическое изучение, термический анализ как способы предварительной диагностики и рентгеноструктурный анализ.

Выделение органических остатков. Если в цементированной породе присутствуют органические остатки с кремнистыми скелетами, она может быть диспергирована раствором соляной кислоты, если органические остатки сложены карбонатами — каустической содой. При совместном присутствии карбонатных и кремнистых раковин можно проводить параллельную кислотную и щелочную обработку двух навесок из одного образца [18]. Остатки конодонтов выделяют, растворяя породу в уксусной кислоте, а споры, пыльцу, так же как и остатки хитиновой, — с помощью плавиковой кислоты [Методика палеонтологических исследований, 1973 г.].

§ 4. КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ПОДСЧЕТ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПОД МИКРОСКОПОМ

Количественные подсчеты под микроскопом могут осуществляться с различной целью и разными способами. Одной из задач, решаемой чаще всего, является определение соотношений объемов, занимаемых минеральными компонентами в породе. Для этого привлекаются методы, называемые геометрическими [Глаголев А. А., 1941 г.] или количественно-минералогическими (Ф. Чейз [47]), если подсчет производится для минералов*, и геометро-химическими [Чирвинский П. Н., 1937 г.], если подсчет ведется до уровня химических элементов.

В 1848 г. А. Деллесом было высказано предположение, что соотношения объемов, которые трудно определять практически, могут быть найдены по соотношению площадей, занимаемых минеральными компонентами на плоском срезе породы. А. Розиваль в 1898 г. показал, что соотношения площадей в свою очередь соответствуют отношениям линий, проведенных через минеральные компоненты на плоскости, а А. А. Глаголев в 1933 г. предложил заменить линии точками, равномерно наложенными на плоскость. После статистических оценок Ф. Чейза [47] стало очевидно, что $V_1 : V_2 : V_3 : \dots : V_n = l_1 : l_2 : l_3 : \dots : l_n = T_1 : T_2 : T_3 : \dots : T_n$, где V — объемы, l — суммы линий, T — суммы точек, приходящиеся на каждый минерал, и что измерением первой, второй или третьей величины достигается одинаковый количественный результат.

В сфере практической деятельности количественно-минералогический метод оказался после того, как С. Шендом в 1916 г. был сконструирован регистрирующий микрометр — первый прибор для регистрации линейных размеров, лежащий в основе всех линейных интеграторов, применяющихся в на-

* Правильнее называть эти методы объемными количественно-минералогическими анализами по достижению конечного результата — вычислению объемов компонентов.

стоящее время. Предложив точечный метод, А. А. Глаголев в 1933 г. опубликовал описание счетчика, выпускавшегося затем в СССР до войны и известного как пуш-интегратор Глаголева. Впоследствии точечный счетчик был заменен линейными счетчиками.

Суть линейного метода состоит в измерении длины отрезков l_1, l_2, \dots, l_n , попадающих на каждый минерал вдоль случайной линии, проведенной в случайной пересекающей породу плоскости. Далее определяются суммы отрезков, отвечающих каждому из минералов, и рассчитывается отношение суммарных линий каждого минерала к общей длине линии измерения, принимаемой за 100 %.

Измерение производят на шлифованной поверхности образца с помощью обычной линейки, для песчаных пород, как правило, в шлифах с помощью окулярной линейки, интеграционного столика Андина (ИСА) или полуавтоматического минералогического интеграционного устройства (МИУ-1 и МИУ-3). При работе с окулярной линейкой после определения качественного состава расчерчивается бланк, где число граф соответствует числу минералов, а затем в каждой графе в делениях окулярной линейки записываются длины отрезков, приходящихся на данный минерал. После накопления достаточного числа измерений вычисляются суммы отрезков, записанных в каждой графе, и определяется их относительная протяженность в процентах к общей длине линии измерения.

Интеграционные устройства МИУ-1 и МИУ-3 являются полуавтоматическими, обеспечивающими проведение количественно-минералогического или гранулометрического анализа десяти компонентов одновременно. Принцип работы на этих устройствах — тот же, что при пользовании окулярной линейкой с препаратомодителем или столиком Андина, поскольку измеряются и суммируются отрезки, приходящиеся на долю каждого минерала. Ускоряется лишь процесс работы, так как перемещение препарата осуществляется нажатием клавиши, отвечающей выбранному минералу. Наблюдения ведутся линейно-дискретным (измерением отрезков) и точечным методом.

С вводом полуавтоматических и автоматических устройств для минералогического анализа открывается возможность некоторой стандартизации минералогических и петрографических исследований. В геологической практике существует парадоксальное явление. Если большинство аналитических методик (химических анализов, спектральных определений и т. д.) стандартизировано и подвергается контролю, то наиболее важная сторона изучения осадочных пород — минералогический анализ, в том числе анализ компонентов-породообразователей, — по существу не ограничена никакими условиями и никем не контролируется.

В качестве основы для стандартизации метода представляется уместным подчеркнуть главные условия выполнения количественно-минералогического анализа.

1. Вследствие отмеченной выше зависимости минералогического состава от гранулометрического, состав компонентов-породообразователей следует измерять в песчаных породах определенной крупности — с модой в интервале 0,20—0,35 мм. Сравнить между собой геологические объекты следует также по породам одинаковой или близкой крупности.

2. Из методов количественно-минералогического анализа предпочтение следует отдать линейно-дискретному методу оценки объемов, основанному на измерении отрезков, приходящихся на минералы вдоль линий, проведенных на поверхности шлифа. Шлифы изготавлиются в направлении, перпендикулярном слоистости, так как этим обеспечивается наиболее богатый качественный состав, а плоскость шлифа, как показал Ф. Чейз [47], следует располагать определенным образом по отношению к слоистости. Так как шлифы делают прямоугольными, а количественно-минералогические анализы производят вдоль линий, параллельных одному краю шлифа, нужно поверхность шлифа располагать так, чтобы угол между нижним краем шлифа и следом плоскости не превышал 20° , в этом случае слоистость практически не вносит смещенности в оценку состава.

3. Измерения отрезков производят обычно, хотя это и не обязательно, вдоль параллельных линий. Расстояния между линиями должны быть приблизительно равны среднему размеру зерен. При меньших расстояниях статистически повторяются пересечения одних и тех же зерен, при больших — какая-то часть зерен пропускается. В том и другом случае нерационально используется площадь шлифа. При приблизительном соответствии среднему размеру расстояния между линиями измерения не должны быть строго одинаковыми, они должны быть то меньше, то больше; можно выбирать их значения по таблице случайных чисел, так как в случае равенства интервалов возможны систематические искажения состава из-за влияния слоистости, ориентировки зерен или иной анизотропии признаков.

4. Общая длина линии измерения определяется заданной точностью. Если предполагать, что качественное определение компонентов сделано правильно, точность в дальнейшем зависит в первую очередь от числа измеренных зерен. Поскольку в литературе нет сколько-нибудь обоснованных рекомендаций, можно воспользоваться расчетами о числе зерен, необходимых для иммерсии. На рис. 5 показано число зерен, которое необходимо сосчитать для определения минерала данной концентрации с заданной точностью при вероятности 0,95. Это число N может быть снято с графика, если точность заранее задана.

Длина линии измерения l , мм, очевидно, не должна быть меньше произведения среднего размера d на общее число зерен N : $l = dN$. Поскольку часть линии измерения пройдет по цементу, а расчет должен производиться относительно обломоч-

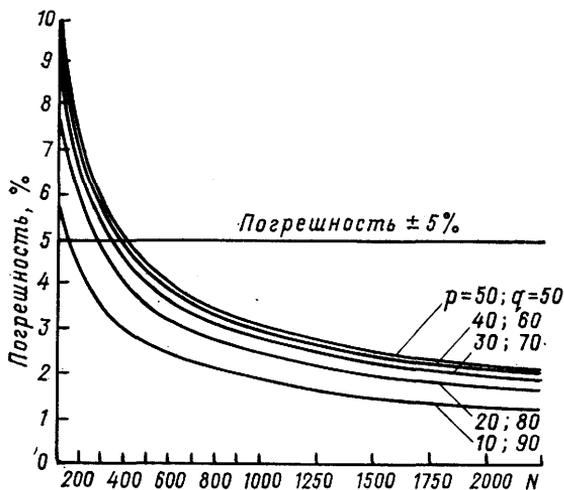


Рис. 5. График расчета необходимого числа зерен N , подсчитываемых при иммерсии для вычисления содержания минералов с заданной точностью с вероятностью 0,95.

p — вероятная концентрация минерала, $q=1-p$ [Вистелнус А. Б., 1951 г.].

ных зерен Q , содержание последних также должно быть учтено. В результате получаем

$$L = \frac{dN}{Q} \cdot 100,$$

где L — общая длина линии измерения, мм; d — средний диаметр зерен, мм; N — необходимое число зерен, снятое с графика; Q — содержание обломочной части, %.

Например, нужно сосчитать длину линии измерения для компонента, содержащегося в количестве около 20 %, с погрешностью до 4 %. Объем обломочной части составляет 70 %, цемента — 30 %, средний диаметр зерен — 0,2 мм. Значение N , снятое с графика, равно 480. Искомая длина $L = \frac{0,2 \cdot 480}{70} \cdot 100 = 137$ мм.

5. При увеличении крупности зерна длина необходимой линии измерения может быть настолько большой, что не уложится в размер стандартного шлифа. Для таких пород могут быть изготовлены большие шлифы или несколько шлифов стандартного размера. Например, в приведенном примере для линии 137 мм вполне достаточно одного шлифа размером 20×20 мм, однако при среднем размере зерен 0,8 мм одного шлифа уже недостаточно, так как $L = \frac{0,8 \cdot 480}{70} \cdot 100 = 548$ мм.

Длина одной линии 20 мм, количество линий, которое должно быть проведено, составляет $548/20 = 27,4$; в шлифе может быть

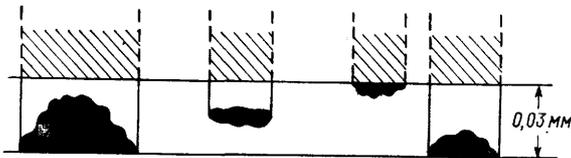


Рис. 6. Эффект Холмса для непрозрачных минералов малой величины.

проведено только $20/0,8 = 25$ линий, следовательно, необходимо изготовление двух шлифов.

6. Существует нижний предел количественно-минералогического анализа в шлифах, который связан с тем, что при некоторых достаточно малых размерах зерен наблюдения невозможно ограничивать единственной поверхностью или площадью, а поскольку количественно-минералогический метод заключается в оценке площадей, он в таком случае лишается своей реальной основы и становится непригодным. Искажения, связанные с малым размером, незаметны в прозрачных минералах, близких к канадскому бальзаму по показателям преломления, но хорошо видны на непрозрачных зернах. Площади, занятые непрозрачными минералами малых размеров, в проходящем свете всегда переоцениваются. Этот эффект, известный как эффект Холмса (рис. 6), описанный им в 1927 г., требует введения поправок до определенного размера частиц и отказа от количественно-минералогического метода при определенном критическом размере, когда поправки становятся слишком большими относительно размеров зерен, и в то же время их трудно учесть при работе с прозрачными минералами. По расчетам Ф. Чейза [47], резкие изменения поправочного коэффициента происходят в интервале 0,03—0,06 мм, т. е. при размере обломков, близком к толщине шлифа. Поэтому нижний предел песчаной размерности—0,05 мм следует принять в качестве нижнего ограничения количественно-минералогического метода. При анализе тонкозернистых осадков—углистых сланцев, лимонитизированного цемента и т. д.—мы не можем определить истинное содержание непрозрачного компонента и всегда склонны его переоценивать.

7. Важным условием повышения эффективности количественно-минералогического метода является выработка системы контроля и установление допустимых лабораторных погрешностей количественных определений. В 1970 г. В. А. Новиков, говоря о внутреннем и внешнем контроле минералогических лабораторий, отмечал, что критерии оценки качества анализов не установлены. Положение здесь мало изменилось за истекшие полтора десятилетия—нам неизвестны в полной мере возможности метода, так как неизвестны минимальные предельные погрешности, которые должны быть найдены экспериментально. Между тем «ни один из вопросов о действительности чего-либо

не может считаться имеющим значение, пока нет контрольного эксперимента для ответа» [7, с. 265].

Кроме основного, объемного количественно-минералогического подсчета могут применяться другие виды количественных оценок. При анализе легкой фракции в иммерсии производят подсчеты числа зерен, приходящихся на каждый минерал или группу минеральных компонентов. В этом случае в пределах размерной фракции 0,20—0,35 мм рекомендуется подсчитывать зерна кварца, калиевых полевых шпатов (ортоклаза и микроклина), кислых, средних и основных плагиоклазов. Подсчет ведут одновременно с качественным определением, используя последовательно жидкости с разными показателями преломления и наблюдая главным образом эффект косо го освещения.

Поскольку основные группы полевых шпатов отличаются друг от друга по показателям преломления, возможна такая схема. В препарат из 400—500 зерен вводят кварцевую жидкость с разными показателями:

1) $n_{ж} = 1,546$

$n_3 > n_{ж}$ — определяется N_1 — сумма зерен средних и основных плагиоклазов;

$n_3 = n_{ж}$ — определяется N_2 — число зерен кварца;

$n_3 < n_{ж}$ — определяется N_3 — сумма зерен кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов;

2) $n_{ж} = 1,525$

$n_3 < n_{ж}$ — определяется N_4 — сумма зерен калиевых полевых шпатов (ортоклаза и микроклина);

$N_3 - N_4 = N_5$ — число зерен кислых плагиоклазов (альбита и олигоклаза);

3) $n_{ж} = 1,567$

$n_3 > n_{ж}$ — определяется N_6 — сумма зерен основных плагиоклазов (битовнита и анортита);

$N_1 - N_6 = N_7$ — число зерен средних плагиоклазов (андезина и лабрадора).

Подсчитывается число непрозрачных обломков и выветрелых зерен N_8 . Считается общее число зерен и отдельно сумма минералов каждого вида. Невязка разбрасывается пропорционально значениям N . Результаты выражаются в процентах по количеству зерен. Очевидно, что результаты подсчета зерен в иммерсии не могут быть прямо сопоставлены с результатами количественно-минералогического анализа в шлифах в силу различия способов количественных оценок и составов взятого для анализа исходного материала.

При исследовании песчаных пород, и особенно рыхлых песков, содержащих в значительном количестве рудные или прозрачные тяжелые минералы, может возникнуть необходимость определения их концентраций в весовых количествах. Техника расчета, предусматривающая разделение пробы на гранулометрические фракции и определение массы каждого минерала в каждой фракции, изложена Н. В. Ивановым [1954 г.].

II

ГЛАВА

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ

Рассуждая теоретически, любую породу и любой из восьми с лишним тысяч известных минералов можно встретить в песке или песчанике в качестве обломочного компонента. Однако ограниченность распространения многих из них в исходных породах, процессы избирательного выветривания и внутрислойного растворения резко ограничивают список встречаемых в песках и песчаниках обломочных компонентов. В песчаных породах описано около 200 минералов, из них в качестве породообразователей, т. е. содержащихся в количестве более 1%, выступает всего несколько десятков минералов и столько же обломочных зерен пород.

В соответствии с определением песчаных пород главной составной частью их являются обломочные компоненты, дополнительной — аутигенные минералы. Однако, если каждую конкретную породу с известной степенью точности можно разделить на обломочную и аутигенную части, то общее разделение минералов на группы только обломочных и только аутигенных минералов произвести невозможно, поскольку почти все они могут выступать как в качестве терригенных, так и в качестве аутигенных образований. Можно говорить о группах минералов преимущественно обломочных и минералах и группах минералов преимущественно аутигенных. Группами преимущественно обломочных породообразующих минералов являются минералы кремнезема, полевые шпаты и слюды, характеристика которых, так же как характеристика обломочных зерен пород, приводится в данной главе. В следующей главе дается описание преимущественно аутигенных минералов.

Минералы кремнезема. Формами кремнезема в песчаных породах являются кварц, халцедон, опал, кварцин, кристобалит, люссатит и тридимит. Большинство из них имеет низкотемпературные (β) и высокотемпературные (α) модификации. В песках и песчаниках распространены низкотемпературные модификации и некоторые высокотемпературные, метастабильные при низких температурах.

Кварц. Диагностика в шлифах производится по отсутствию окраски и видимых двойников, по низкому рельефу и дву-преломлению в серых, но довольно ярких тонах. При одном

никеле видны свежие, чистые зерна, как правило, незамутненные, часто трещиноватые, что подчеркивает отсутствие спайности у этого минерала.

В скрещенных николях у большинства зерен можно видеть волнистое погасание, редко наблюдаемое у похожих на кварц полевых шпатов. Кроме того, полевые шпаты имеют чуть более низкое, «блеклое» двупреломление, щелочные полевые шпаты — показатель преломления ниже, чем у канадского бальзама, и все они, если это не новообразованные кристаллы, загрязнены продуктами выветривания. У некоторых щелочных полевых шпатов и у плагиоклазов, начиная с андезина, в шлифе видны трещинки спайности. Наибольшие затруднения возникают при отделении кварца от вторичного альбита-олигоклаза, который близок к кварцу по показателю преломления, отсутствию следов выветривания, чистоте зерен и даже иногда по проявляющемуся в динамометаморфизованных породах волнистому погасанию. В этом случае зерна кварца определяются по одноосной коносконической фигуре и дисперсионному эффекту на границе с полевым шпатом, наблюдаемому при достаточно больших увеличениях объектива — $20\times$ или $40\times$. Похожие на кварц одноосные берилл и скаполит отличаются от него отрицательным оптическим знаком и удлинением.

Кварц под давлением может деформироваться, приобретая двуосность с углом $2V = 12 \div 18^\circ$ и неравномерное погасание в разных точках зерна, которое называют облачным погасанием, в отличие от фронтального волнистого погасания — более равномерного, линейного перемещения затемнения и просветления при повороте столика микроскопа.

В песчаных породах кварц присутствует в виде обломочных зерен разной окатанности, без изменений на поверхности зерен или с признаками растворения или регенерации — вплоть до появления правильных дипирамидально-призматических кристаллов, лучше всего видимых в иммерсионных препаратах. Широко распространен в качестве новообразований по другим минералам и обломкам пород, в цементе, пустотах и трещинах. Обломочный кварц является главным типом кварца песчаных пород, и одной из важнейших сторон его исследования служит установление происхождения — из каких геологических объектов он был извлечен, прежде чем попасть в данную осадочную породу.

Наблюдения П. Крынина [59], а в нашей стране Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева [1951 г.] выявили типоморфные разновидности кварца. Классификация кварца по типоморфным признакам Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева получила широкую известность и с разными изменениями и дополнениями применялась Л. В. Пустоваловым, М. Г. Бергером, В. А. Гроссгеймом, П. Н. Коневым и другими, однако главный недостаток ее очевиден: выделение типоморфных видов основывается на разных принципах, из-за чего один и тот же обломок кварца, напри-

мер полупрозрачный, с включениями, регенерированный, может принадлежать одновременно разным видам. Кроме того, она не является генетической, поскольку не отражает признаков, реально наблюдаемых в кварце из разных материнских пород.

Более удачна работа И. М. Симановича [33], в которой предложено выделить четыре генетических типа кварца, происходящего из метаморфических пород, древних гранитоидов, молодых гранитоидов и кварцевых жил. Определения производятся по трем группам признаков — включениям минералов в кварце, включениям породообразующей среды и структурным дефектам. Техника определения заключается в том, что по специальным таблицам [33] рассчитывается вероятность отнесения каждого зерна исследуемой породы к тому или иному генетическому типу, а затем делается общая вероятностная оценка участия разных генетических типов кварца в сложении этой породы. Наблюдения производятся в шлифах по 100 зернам размерной фракции 0,20—0,25 мм.

Нет необходимости пересказывать методику И. М. Симановича, однако уместно отметить некоторые приводимые им признаки кварца, которые могут быть использованы при петрографическом описании. Так, кварц из метаморфических пород наиболее богат включениями минералов, в особенности биотита, мусковита, амфиболов, циркона, сфена, дистена, граната, графита и рудного минерала, содержит умеренное количество включений минералообразующей среды, обладает весьма высокой блочностью, фронтальным волнистым погасанием и следами пластических деформаций. Этот тип кварца наиболее отличается от всех остальных, общая характеристика которых приведена в табл. 6. По И. М. Симановичу, кварц из эффузивных пород не идентифицируется. В. Д. Шутовым отмечается способность кварца из кислых эффузивов образовывать правильные ромбоэдрические кристаллы [6].

Существуют экспрессные методы подразделения кварца по некоторым физическим признакам, отражающим особенности его структуры. Одним из них является определение плотности зерен с помощью градиентной трубки. Разница плотностей кварцевых зерен относительно наиболее вероятного среднего значения плотности оптического кварца $2,6506 \pm 0,0001 \text{ г/см}^3$ при 0° С [8] является результатом проявления дефектов решетки, трещин, легких или, наоборот, тяжелых включений. Поэтому в кварце реальной породы наблюдается некоторое распределение значений плотности относительно среднего значения. Обычно распределение скошено в сторону более легких зерен и имеет отрицательную асимметрию из-за преобладания легких включений над тяжелыми. Установление кривых распределения по различным стратиграфическим уровням позволяет использовать метод для стратиграфической корреляции разрезов, а изучение по площади — для некоторых выводов палеогеогра-

фического характера [Кац М. Я., Шутов В. Д., 1963 г.; Кац М. Я., Симанович И. М., 1974 г.].

Исследованиями М. Я. Каца, В. Д. Шутова, П. Н. Конева и другими установлено, что в ходе транспортировки зерна кварца со структурными дефектами, содержащие включения или разбитые трещинами, разрушаются быстрее, чем безде-

ТАБЛИЦА 6

Основные характеристики четырех генетических типов обломочного кварца (обобщение данных И. М. Симановича [33])

Группа признаков	Генетический тип кварца			
	Метаморфических пород	Древних гранитоидов	Молодых гранитоидов	Жильный
Включения минералов	Богатые биотитом, мусковитом, амфиболами, цирконом, сфеном, рудными минералами, графитом	Мало, могут быть эпидот, рутил, биотит, апатит	Мало, могут быть полевые шпаты	Практически отсутствуют
Включения породобразующей среды	Умеренные	Умеренные	Умеренные	Умеренные
Структурные дефекты	Высокая блочность, фронтальное волнистое погасание, пластические деформации	Возможна блочность строения, умеренное волнистое погасание — облачное, фронтальное, прерывистое	Слабо проявлена блочность, возможно облачное волнистое погасание	Возможна блочность строения, слабое волнистое, преимущественно прерывистое погасание

фектные оптически чистые кристаллы. Поэтому в направлении от областей сноса возрастает содержание чистых, нетрещиноватых зерен. Отражением разрушения дефектных кристаллов в ходе переноса является также увеличение средней плотности кварца в направлении от областей размыва [Конев П. Н. и др., 1975 г.].

Также экспрессным является метод катодолюминесценции. Поскольку люминесценция является функцией состава и количества примесей, захваченных минералом в процессе кристаллизации, существует зависимость между люминесценцией и способом образования кварца, а следовательно, и составом исходных пород, из которых он происходит [62]. Вхождение примесей в кристаллическую решетку кварца определяется в пер-

вую очередь температурой, поэтому высокотемпературные разности должны обладать более широким набором примесей и большей способностью к люминесценции [24].

Несмотря на высокую устойчивость обломочного кварца к растворению и механическому разрушению, делающую его главным минералом песчаных пород, уже в самом начале осадочного цикла происходит его коррозия в корах выветривания, химические изменения поверхности зерен при золотой и водной обработке, регенерация при диагенезе, а также разнообразные изменения в ходе эпигенеза и начального метаморфизма. В изучении внутренней структуры и состава обломочного кварца интересны наблюдения И. М. Симановича [33], показавшего, что в большей части зоны катагенеза обломочные зерна сохраняют свои первоначальные признаки, при глубоком катагенезе начинается «самоочищение» зерен, усиливающееся при метагенезе и завершающееся при зеленосланцевом и эпидот-амфиболитовом метаморфизме, после чего обломки как таковые перестают существовать. Хотя выводы имеют ограниченное значение, поскольку основываются преимущественно на наблюдениях над кварцевыми песчаниками, тем не менее, очевидно, что в зонах глубокого катагенеза — зеленосланцевого метаморфизма возможно перераспределение кремнезема, слагающего каждое зерно — растворение в одних участках и отложение в других, сопровождающееся уменьшением видового разнообразия минеральных включений, перераспределением, а затем уменьшением содержания включений минералообразующей среды, сокращением оптически определяемой дефектности зерен, так что кварциты эпидот-амфиболитовой зоны часто состоят из бездефектных кварцевых зерен. В более глубоких зонах метаморфизма начинается прогрессивно усиливающийся обратный процесс создания дефектных структур и образования включений.

Халцедон. Состоит из каркаса микрокристаллического кварца с большим количеством микропор и примесью аморфного кремнезема. Двуосные разновидности с углом $2V < 58^\circ$ называются кварцином. В скрещенных николях из-за малой величины кристаллов халцедон кажется аморфным или двупреломляет в слабом сером цвете. Может давать радиально-лучистые, сноповидные агрегаты и сферолиты. Цвет разнообразный; полосчатые или концентрически-окрашенные разновидности называются агатом. Под микроскопом без анализатора обычно буровато-желтого или желтого цвета, вызванного рассеянием света микропорами. Характерный цвет, псевдоизотропность, нарушаемая удлинненными просвечивающими кристалликами или их сноповидными лучистыми или сферолитовыми агрегатами, отрицательное удлинение и показатель преломления, близкий (но чуть меньший) к показателю преломления канадского бальзама, являются диагностическими признаками этого минерала под микроскопом.

Опал. Водная скрытокристаллическая или коллоидальная форма кремнезема, содержащая до 20 % воды. Физические свойства меняются с изменением содержания воды, количества и состава примесей. Диагностическими признаками являются характерный медово-желтый цвет у чистых разновидностей опала, наблюдаемый при одном никеле вследствие суммарного дисперсионного эффекта в мельчайших частицах, изотропность и низкий показатель преломления. Встречается в виде обломков, чаще всего происходящих от разрушения кремнистых пород, более обычная форма — цемент песчаников, где аутигенный опал образуется при седиментации, диагенезе или эпигенезе как вторичный продукт растворения кварца и разложения силикатов и образования при этом свободного SiO_2 .

Кристобалит. Распознается по чешуйчатой форме кристаллов с низкими светопреломлением и двупреломлением. Характерны также чешуйчатые сферолиты и шарики в пустотах. Структурно близок к кристобалиту люссатит, образующий сферолитовые агрегаты и волокна с положительным удлинением. Кристобалит может быть встречен внутри обломочных зерен пород, преимущественно эффузивных, так как образуется на поздних этапах кристаллизации в пустотах или основной массе расплава, а также в кремнистых обломках вместе с опалом и кварцем. Чаще встречается как аутигенный минерал в кремнистом цементе, где оптическими методами определяется с трудом, но подтверждается данными порошковых рентгенограмм. Известен в цементе термально измененных песчаников и в ксенолитах песчаников из базальтов и других основных пород.

Тридимит. Диагностическими признаками являются показатель преломления, который ниже, чем у канадского бальзама, и низкое двупреломление. Сходен с кристобалитом, однако имеет обычно еще более низкое светопреломление, у тридимита часто встречается двойникование и клиновидные зерна, у него противоположный оптический знак. Главным методом диагностики трудно отличимых друг от друга кристобалита люссатита и тридимита является рентгеноструктурный анализ. Тридимит — минерал кислых эффузивных пород — риолитов, трахитов, дацитов. Встречен также в регионально метаморфизованных песчаниках, в цементе песчаников экзоконтактных зон основных даек и интрузий, а также в ксенолитах; является, по-видимому, указателем высокой температуры, хотя метастабилен при обычных p — T -условиях.

Полевые шпаты. Большинство полевых шпатов входит в тройную систему — калиевый $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — натровый $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — кальциевый $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ полевые шпаты. Минералы, промежуточные между калиевым и натровым, называются щелочными полевыми шпатами, промежуточные между натровым и кальциевым — плагиоклазами. Щелочные полевые шпаты могут содержать в твердом растворе от 5 до 10 % каль-

цовой составляющей, так же как плагиоклазы — такое же количество калиевой составляющей. Полевые шпаты слагают около 60 % объема магматических пород и только около 20 % — осадочных. В седиментационном цикле, таким образом, происходит их разрушение. Устойчивость к выветриванию падает в ряду калиевый полевой шпат — альбит — анортит, устойчивость к растворению обломков при эпигенезе уменьшается в порядке альбит — калиевые полевые шпаты — средние плагиоклазы — основные плагиоклазы. В качестве аутигенных встречаются альбит, реже калиевые полевые шпаты. В обломках полевые шпаты неравномерно и плохо окатаны, имеют следы спайности в огранке зерен, всегда несут следы изменений на поверхности, которые могут не наблюдаться только у аутигенных зерен, и, как правило, не имеют волнистого погасания.

Щелочные полевые шпаты. Конечный калиевый член ряда может находиться в различных структурных модификациях: в виде высокотемпературного санидина, низкотемпературного ортоклаза или наиболее низкотемпературного микроклина. Также натровый конечный член ряда может выступать в высокотемпературной и низкотемпературной модификации. Первый называют высоким альбитом, второй — низким альбитом.

Высокотемпературный санидин — высокий альбит образуют непрерывную серию твердых растворов от Ab_0 до Ab_{100} (существенно альбитовые члены Ab_{63} — Ab_{100} называются анортоклазом). Низкотемпературные щелочные полевые шпаты в рядах низкий ортоклаз — низкий альбит и микроклин — низкий альбит образуют твердые растворы только на концах ряда.

Все щелочные полевые шпаты, не затронутые изменениями, прозрачны и бесцветны. Могут иметь простые, сложные, реже полисинтетические двойники. Рациональная схема диагностики существенно калиевых полевых шпатов и отделение их от полевых шпатов, близких к альбиту, а также от других минералов включает последовательное привлечение сначала легко распознаваемых признаков, а затем менее явных, требующих специальных исследований. Для калиевых разностей очень типичны бурого цвета продукты пелитизации, уменьшающие их прозрачность до полного потемнения зерен, видимого без анализатора. В скрещенных николях калиевые полевые шпаты обладают пониженной, «блеклой» окраской интерференции в серых тонах, отличной от несколько более яркой интерференционной окраски большинства кварцевых зерен. Волнистое погасание, столь характерное для кварца, у калиевых полевых шпатов наблюдается редко, и только в обломках из динамометаморфизованных пород. Иногда, особенно у измененных зерен, может быть видна спайность. Все калиевые полевые шпаты имеют показатели преломления ниже, чем у канадского бальзама, в обоих положениях погасания, однако полоску Бекке можно правильно наблюдать только у сравнительно свежих

зерен. По показателям преломления калиевые полевые шпаты отличаются от похожего на них альбита, у которого N_g' приближается к показателю преломления канадского бальзама. Кроме того, они оптически отрицательны, а альбит — положительны.

Следующим шагом является выделение калиевых полевых шпатов, содержащих пертитовые прорастания. Включения альбитовой составляющей в микропертитах имеют призматическую, ленточную или неправильную форму и одинаковую оптическую ориентировку. От антипертитов — прорастаний плагиоклаза калиевыми полевыми шпатами пертиты легко отличать с помощью дисперсионного эффекта. У пертитов показатель преломления в ростков больше, чем у включающего их минерала, у антипертита — наоборот.

Еще проще выделение из состава калиевых полевых шпатов решетчатого микроклина, у которого тонкие двойниковые пластинки пересекаются примерно под прямым углом друг к другу. Решетчатое двойникование может быть также у анортклаза, но двойники у него более тонкие, чем у микроклина, и встречаются намного реже.

Остальные калиевые полевые шпаты, так же как и нерешетчатый микроклин, не могут быть разделены в шлифах на плоском столике или в иммерсионных препаратах. Путем измерения угла $2V$ можно разделить щелочные полевые шпаты на три группы. Минералы с $2V$ меньше 30° относятся к санидину, с $2V$ от 30 до 44° могут быть санидином или анортклазом; их разделение может быть сделано в иммерсионной жидкости путем измерения главных показателей преломления N_p и N_g на плоскости 001, поскольку у анортклаза они выше, чем у санидина. Минералы с $2V$ больше 44° соответствуют ортоклазу и нерешетчатому микроклину. Различать их можно по степени триклинности, мерой чего является угол погасания на грани 010 [Ларсен Е., Берман Г., 1965 г.]. При установлении разновидностей калиевых полевых шпатов можно, по-видимому, ограничиваться качественными оценками, поскольку массовое определение зерен, необходимое для количественных подсчетов в песчаных породах, требует больших затрат времени.

Щелочные полевые шпаты в песчаниках указывают на присутствие кислых пород в области размыва. Ортоклаз и микроклин являются типичными минералами интрузивных магматических пород — сиенитов, гранитов, гранодиоритов, а также пегматитов и гнейсов кислого и среднего состава. Микроклин не характерен для вулканитов, поэтому его присутствие, особенно вместе с пертитами, является наиболее хорошим индикатором состава интрузивных пород. Санидин как высокотемпературный минерал, наоборот, происходит из вулканических и контактово-метаморфических пород. Устойчивость к выветриванию и переносу у калиевых полевых шпатов KF_{sp} ниже, чем у кварца Q , но несколько выше, чем у кислых плагиоклазов $P1$,

поэтому кварцевое отношение Q/KF_{sp} или $Q/(KF_{sp}+Pl)$ и полевошпатовое отношение KF_{sp}/Pl для обломочных зерен при постоянстве области сноса является показателем темпов седиментации и дальности переноса.

Аутигенные ортоклаз и микроклин в виде регенерационных каемок или целых прозрачных кристаллов описаны во многих работах, начиная с небольшой заметки О. М. Аншелеса и В. Б. Татарского [1931 г.] (библиографию см. [8, 24, 33]). Большинство аутигенных калиевых полевых шпатов образуется на небольшой глубине при температурах, близких к поверхностным — в диагенезе или начальном катагенезе, в более глубоких зонах аутигенные калиевые полевые шпаты могут быть сформированы только в аркозах, в других породах обычной формой аутигенного полевого шпата является альбит.

Плагиоклазы. В большинстве магматических пород, в метаморфических и осадочных породах распространены низкотемпературные плагиоклазы, образующие непрерывный изоморфный ряд от натрового до кальциевого плагиоклаза. Предложение обозначать члены этого ряда номерами от 0 до 100 было сделано Е. С. Федоровым, а названия альбит, олигоклаз и другие для плагиоклазов, ограниченных содержанием анортитовой молекулы (мол. %) 0—10, 10—30, 30—50, 50—70, 70—90, 90—100 % Ap — введены Ф. Қолкинсом. Альбит и олигоклаз называют кислыми, андезин и лабрадор — средними, битовнит и анортит — основными плагиоклазами.

Предварительную оценку состава плагиоклаза производят по продуктам изменения. Кислые плагиоклазы подвергаются пелитизации, в отличие от калиевых полевых шпатов, в серых, землистых тонах и очень характерной для них серицитизации. С увеличением номера плагиоклаза появляются мелкие кристаллики эпидота, хлорита, карбонатов и цеолитов. Плагиоклазы с высоким содержанием анортитовой составляющей обычно распадаются на хорошо видимую альбитовую часть и анортитовую; последняя, разрушаясь, дает цеолиты, хлориты, эпидот, карбонаты или их тонкую смесь (соссурит). Следы выветривания, отсутствие, за редкими исключениями, волнистого погасания, следы спайности, тем лучше видимые, чем выше номер плагиоклаза (у альбита и олигоклаза она незаметна), и, наконец, двусная коноскопическая фигура — вот признаки, позволяющие отличать плагиоклазы от кварца.

Диагностику минералов внутри самой плагиоклазовой серии в шлифах начинают с выделения сдвойникованных кристаллов и определения их номеров методом симметричного погасания. Остальные, несдвойникованные плагиоклазы приблизительно определяются по показателю преломления относительно канадского бальзама. Наблюдениями над полосками Бекке удается разделить только чистые, невыветрелые зерна, лишенные пленочного цемента, на альбит — кислый олигоклаз ($n'_{p3} < n_6$), основной олигоклаз (по отчетливому дисперсион-

ному эффекту вследствие приблизительного равенства показателей преломления основного олигоклаза и канадского бальзама) и средние — основные плагиоклазы ($n_3 > n_6$). Для точной диагностики состава плагиоклазов необходимы определения либо на федоровском столике, как это рекомендовал В. Д. Шуртов [1956, 1957 гг.], либо (быстрее и не менее точно) в иммерсионных жидкостях — непосредственно в шлифе с предварительно снятым покровным стеклом, либо в рыхлых препаратах путем измерения N_g' и N_p' в любом случайном сечении [Татарский В. Б., 1965 г.]; схема количественного подсчета состава плагиоклазов изложена в гл. 1.

Состав обломочных плагиоклазов в песчаниках первоначально определяется составом материнских пород в области сноса. Ниже приведены наиболее характерные материнские породы, содержащие различные виды плагиоклазов.

Плагиоклазы	Исходные породы
Альбит	Граниты, пегматиты, спилиты, метаморфические зеленые сланцы
Олигоклаз	Кислые риолиты, гранодиориты, эпидот-амфиболитовые метаморфические сланцы
Андезин	Андезиты, трахиты, базальты, анортозиты, амфиболиты, кианит-андалузитовые сланцы
Лабрадор	Оливиновые базальты, пироксеновые андезиты, габбро, анортозиты, гранулиты
Битовнит	Оливиновые базальты, габбро
Анортит	Оливиновые базальты, нориты, троктолиты, анортозиты, роговообманковые габбро

На первых этапах выветривания состав плагиоклазов наиболее полно отражает состав материнских пород; в ходе седиментации происходит последовательное разрушение плагиоклазов повышенной основности и обеднение составов до олигоклаз-альбитовой или альбитовой ассоциации.

Первоначальный состав песчаной породы может искажаться развитием новообразованных полевых шпатов. Первые их находки были сделаны Г. Розе в 1865 г., детально описаны Л. В. Пустоваловым [1956 г.]. Господствующей формой новообразований полевых шпатов является альбит, формирующийся двумя путями — как продукт метасоматического замещения при деанортитизации плагиоклазов и в результате новообразований в виде регенерационных каемок и кристаллов в цементе или полостях.

Деанортитизация плагиоклазов широко проявляется в материнских вулканогенных породах и может продолжаться в новообразованном осадке, а затем в породе на стадии ката- и метагенеза. Новообразованные зерна способны сохранять первоначальную форму и строение первичных кристаллов, по которым они образуются, при частичном или полном замещении агрегатным альбитом вместе с карбонатами, эпидотом, хлоритом и глинистыми минералами. Присутствие новообра-

зований в пределах контура первичного зерна скорей является признаком того, что подобные зерна унаследованы из материнских пород, выход новообразований за пределы контура — признаком новообразований в самом осадке и породе.

Вторичный альбит в цементе и полостях хорошо узкается по лапчатой форме кристаллов и по отсутствию на них продуктов изменения. Такие зерна, как правило, чистые, прозрачные, могут содержать включения других минералов. Иногда образуют простые двойники роста; несдвойникованные разности похожи на кварц, от которого их приходится отличать прибегая к большим увеличениям и наблюдая полосу Бекке и коноскопическую фигуру двуосного минерала. Без труда определяются регенерационные каемки прозрачного альбита вокруг замутненных обломков полевых шпатов.

В силу вторичной альбитизации многие граувакки складчатых областей почти не содержат других плагиоклазов кроме альбита, однако эту особенность следует объяснять именно вторичными процессами, а не составом материнских пород и воздействием факторов седиментогенеза.*

Слюды. Все слюды относятся к слоистым алюмосиликатам, характеризующимся пластинчатым обликом и совершенной базальной спайностью, отражающей их слоистую атомную структуру. Многообразие слюд определяется вариациями следующих характеристик.

1. Изменениями состава катионов, находящихся между пакетами октаэдрическо-тетраэдрической сетки (X), в центре октаэдров (Y) и в центре тетраэдров (Z). В общей формуле слюд $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}$ (OH, F)₄ параметр X может быть представлен K, Na , реже Ca, Ba, Rb, Cs и др.; Y — Al, Mg, Fe, Li , реже Mn, Cr, Ti и др., Z — Si, Al , реже Fe^{3+}, Ti и др.

2. Полнотой заполнения октаэдрических позиций, что приводит к разделению их на три группы — диоктаэдрических белых слюд группы мусковита, триоктаэдрических темных слюд группы биотита и промежуточных литиевых слюд группы лепидолита.

3. Поворотом, либо трансляциями элементарных слоев вдоль осей a и b , что дает, в обозначениях Л. С. Рамсделла, политипы $1M, 2M_1, 3T$ и некоторые экзотичные — $2M_2$ и $2O$. Полностью неупорядоченное наложение слоев и сеток обозначается как модификация $1Md$ [Рентгенография основных типов..., 1983 г.].

Белые слюды. Мусковит. Калиевая разновидность минералов этой группы, наиболее распространенная в природе. Преобладающим политипом является $2M_1$, описаны раз-

* Во избежание путаницы понятий замечу, что весь процесс образования и преобразования осадка мной называется литогенезом, который включает в себя стадии: седиментогенез, диагенез и эпигенез. Седиментогенез — это выветривание, перенос, отложение; диагенез — это сингенез и собственно диагенез; эпигенез — это катагенез и метагенез.

ности 3T. При гидратации, связанной с замещением K^+ на $(H_3O)^+$, переходит в гидромусковит, имеющий модификации 2M₁, 1M, 3T, 1Md. При замещении межслоевого $K \rightarrow Na$ переходит в парагонит, а октаэдрического $Al \rightarrow Li$ — в лепидолит, $\rightarrow Sr$ — в фуксит, $\rightarrow Mg$ или $\rightarrow Fe^{2+}$ — в фенгит.

В шлифах мусковит легко распознается по характерной пластинчатой форме кристаллов, хорошо видимой спайности, прямому и ситовидному погасанию и высокой интерференционной окраске. В иммерсионном препарате вследствие весьма совершенной спайности ложится на плоскость третьего пинакоида и тогда имеет низкую интерференционную окраску и может быть ошибочно принят за кварц, от которого, однако, легко отличается более высоким светопреломлением и хорошо наблюдаемой в данном сечении двуслойной отрицательной conoscopической фигурой.

В песчаных породах обломочный мусковит по размерам соизмерим с другими обломочными компонентами или крупнее их вследствие его высоких флотационных свойств, связанных с пластинчатой формой. Как правило, мусковит в осадочных породах в той или иной степени гидратирован, что приводит к понижению светопреломления и двупреломления, разбуханию и расщеплению пластинок по спайности.

Переход мусковита в другие белые слюды этой группы или группу литиевых слюд сопровождается изменением оптических свойств. Переход к лепидолиту сопровождается уменьшением показателя преломления и некоторым возрастанием угла оптических осей, переход к фукситу — появлением слабой зеленой окраски, переход к магнезиальному фенгиту — уменьшением $2V$, а переход к железистому фенгиту (ферромусковиту) — возрастанием показателя преломления (от $N_m = 1,585$ у мусковита до $N_m = 1,610$ у железистых разновидностей ряда мусковит — ферромусковит [Винчелл А., Винчелл Г., 1953 г.; Ларсен Е., Берман Г., 1965 г.]). Показатели преломления парагонита и мусковита перекрываются, различить их можно по порошковым рентгенограммам. Отличать обломочные белые слюды от новообразованных гидрослюд можно только в шлифах, при достаточно крупных зернах и слабых эпигенетических изменениях, по-видимому, до зоны глубокого катагенеза.

Присутствие мусковита в обломках указывает на кислый состав пород в области размыва. Мусковиты характерны для грейзенов, метасоматических зон и пегматитов. В большинстве кислых магматических пород мусковит образуется вместе с биотитом, поэтому их совместное присутствие в песчаниках служит хорошим индикатором состава питающих областей. Мусковит — распространенный минерал метаморфических пород; причем для низкотемпературных зон характерны слюды с высокой фенгитовой, а для высокотемпературных зон — с парагонитовой составляющей. Парагонит особенно характерен для кристаллических сланцев, гнейсов и кварцевых жил. Бе-

лые слюды группы мусковита в шлифе можно спутать с флогопитом, который также может быть бесцветным. Однако флогопит — триоктаэдрический и легко отличается от мусковита на порошковых рентгенограммах, но даже в иммерсионных препаратах на плоскости базопинакоида флогопит легко отличим по малому углу $2V$ ($0-15^\circ$).

Темные слюды группы биотита. Биотит. Термин «биотит» является общим для железистых разностей тетраэдрических слюд, рассматриваемых обычно в четверной системе, крайние минералы которой различаются в первую очередь составом катионов в октаэдрической позиции (Y_6). Сюда относятся флогопит ($Y_6 = Mg_6$) — истонит ($Y_6 = Mg_5Al$) — сидерофиллит ($Y_6 = Fe_5Al$) — аннит ($Y_6 = Fe_6$). Собственно биотитом называют члены ряда с отношением $Mg:Fe < 2:1$; минералы с отношением $Mg:Fe \geq 2:1$ относят к флогопитам. Принадлежность к биотиту и общее положение в системе флогопит — биотит может определяться по показателю преломления N_m , измеренному на плоскости базопинакоида в иммерсионном препарате. Точное определение минерала возможно после определения показателей преломления в иммерсии на федоровском столике по соотношению величин N_m и $N_g - N_p$.

В шлифах биотит легко узнается по прямому погасанию, присутствию спайности, интенсивной окраске и резкому плеохроизму с характерной «биотитовой» схемой абсорбции $N_g \approx N_m > N_p$. От мусковита кроме окраски биотит отличается небольшим углом $2V$. Похожий на него вермикулит обладает меньшим светопреломлением и двупреломлением, хлориты имеют гораздо меньшее двупреломление. Практически неотличим в шлифах от биотита стильпномелан, для диагностики которого следует применять рентгеноструктурный анализ. При выветривании биотит довольно легко разрушается, превращаясь в гидробиотит (смешанослойную фазу биотит — вермикулит или биотит — гидрослюда), что сопровождается разбуханием и деформацией его пластинок, уменьшением светопреломления и двупреломления. При диагенезе возможен переход гидробиотита в глауконит, а в обстановке эпигенеза при длительных литостатических нагрузках и воздействии поровых вод он может переходить в монтмориллонит или вермикулит и далее — в каолинит; в условиях стресса превращается в чередование пакетов мусковита и хлорита либо претерпевает полную аморфизацию, давая бурые колломорфные сгустки. Принято считать, что у нижней границы зоны катагенеза достигается полное разрушение обломочного биотита.

Биотит широко распространен в магматических и метаморфических породах. Из интрузивных пород биотит присутствует в гранитах, пегматитах, гранодиоритах, диоритах, норитах, кварцевых и нефелиновых сиенитах. Особенно характерен для известково-щелочных пород и габброидов. В метаморфических породах образует в широком интервале температур и

давлений. Реже встречается в эффузивных породах различного состава — от риолитов до базальтов. Темноокрашенные разновидности биотита более характерны для интрузивных пород, светлые — для метаморфических пород и эффузивов. Простое сравнение распространенности биотита в магматических породах (3,86 %) и в осадочных (менее 0,01 %) [53] указывает на его малую устойчивость в зоне седиментогенеза. Присутствие большого числа зерен обломочного биотита в песчанике является свидетельством близости источников сноса или вялого химического выветривания. В последнем случае он может распространяться весьма широко по площади, как это наблюдается, например, в некоторых красноцветных толщах Русской платформы. Это делает его одним из интересных минералов — индикаторов климата. Не исключена возможность образования вторичного биотита в песчаниках, богатых рассеянным железом.

В качестве преимущественно обломочных в песчаных осадках и породах могут быть встречены магнетит, ильменит, циркон, гранат, рутил, турмалин, сфен, монацит, амфиболы, пироксены, оливин, серпентин, нефелин, апатит, хромит, касситерит, галенит, сфалерит. Присутствуют они обычно в качестве аксессуариев, однако при особых геологических условиях способны выступать в качестве породообразователей, формируя группу так называемых адъюнктивно-минеральных песков и песчаников.

Обломочные зерна пород. Диагностика обломков пород в шлифах затруднена из-за невозможности для большинства из них использовать прямые оптические методы. Основной путь их определения — это «узнавание» по ряду косвенных признаков, вытекающих из сочетания их облика в проходящем свете без анализатора, в скрещенных николях, а также без анализатора в отраженном свете. Попытаемся рассмотреть эти признаки, располагая обломочные компоненты в порядке увеличения трудности определения так, как это делается в практической работе петрографа, когда во всей совокупности обломков сначала определяются и описываются зерна легко диагностируемые, затем менее определяемые и так до тех пор, пока в шлифе не останутся зерна, диагностика которых вообще невозможна и которые обычно рассматриваются и подсчитываются как «неопределимые измененные обломки».

Обломки кварцитов и микрокварцитов. Без анализатора кажутся наиболее чистыми по сравнению с другими обломками, не содержащими вторичных продуктов выветривания, часто столь же прозрачными, как обломочный кварц. В отличие от кварца, могут содержать включения, хорошо видимые или еле заметные, приводящие к некоторому потемнению зерна, иногда с появлением желтоватой окраски, особенно проявляющейся при наличии опала. В скрещенных николях видно резкое отличие от собственно кварца. Послед-

ний монокристалличен, обломок породы поликристалличен и может иметь различную внутреннюю структуру: конформную, свойственную жильному кварцу и кварцитовидному песчанику, гранобластовую, как у метаморфического кварцита, или тонко-микроструктурную (микрогранобластовую, микрокварцевую), свойственную перекристаллизованным первично-кремнистым породам.

Изотропные кремнистые обломки. Представлены обычно также светлыми, незамутненными зернами, похожими на кварц, но со слабой желтоватой окраской. В скрещенных николях либо полностью изотропны, либо содержат фенокристы, розетки или волокнистые агрегаты халцедона, облегчающие их диагностику. Часто только секущие прожилки тонкокристаллического кварца или халцедона служат косвенным указателем того, что мы действительно имеем дело с кремнистыми обломками.

Углеродистые фтаниты. При одном никеле замутнены или покрыты точками углистого вещества, придающими породе бурую окраску. В скрещенных николях видна тонкоагрегатная халцедон-опаловая масса, пропитанная непрозрачным или полупрозрачным ОВ темно-серого, почти черного или бурого в зависимости от степени углефикации цвета. Степень изменения фтанитов — минеральная форма кварца и размеры кристаллов — зависят от количества ОВ и общего уровня преобразования толщ.

Глинистые фтаниты и кремнистые аргиллиты. При одном никеле видна загрязненность некристаллическими продуктами или структурная неоднородность зерен. В скрещенных николях на фоне изотропной опаловой, халцедон-опаловой или микроструктурной основной ткани хорошо виден гидрослюдисто-хлоритовый материал, часто одинаково ориентированный, сланцевого облика. Обломки менее «жесткие», чем кварцевые, и нередко выполняют роль конформного заполнителя.

Обломки глинистых пород, аргиллитов и филлитов. Всегда замутнены и окрашены в желтоватый, буроватый или зеленый цвет. В скрещенных николях видны двупреломляющие в желтых тонах чешуйки глинистых минералов, часто ориентированные. Может присутствовать изотропная глинистая масса, количество которой становится все меньше по мере преобразования пород: в измененных аргиллитах и филлитах вся масса чешуйчатая и часто ориентированная по сланцеватости. Принадлежность того или иного обломка к глинистым породам более вероятна, если обнаруживается примесь обломочных зерен алевритовой или кварцевой размерности. Обломки глинистых пород бывают сдавлены, изогнуты или раздроблены более твердыми зернами и в ходе катагенеза могут быть полностью уничтожены и смешаны с глинистым веществом цемента. На глинистые обломки похожи

пелитизированные и серицитизированные полевые шпаты. Последние еще могут быть определены, если от них сохраняется общий фон, проявляющийся в некотором затемнении или просветлении общей пелитизированной массы как отражение погасания и просветления монокристалла. При более сильном изменении преобразованные полевые шпаты невозможно отличить от обломков глинистых пород, каковыми они, собственно, и являются если не по происхождению, то по составу.

Обломки зернистых пород. Обломки алевролитов и песчаников хорошо узнаются по алевритовым и псаммитовым структурам, заметным при одном николе, и особенно в скрещенных николях. Они могут быть не только диагностированы, но и описаны по той же схеме, что и вмещающая их песчаная порода.

Обломки карбонатных пород. Трудности возникают не столько при диагностике карбонатных минералов, которые легко узнаются по характерным перламутровым цветам интерференционной окраски, сколько при отделении карбонатных обломков от карбонатного вещества цемента. Чаще всего карбонатные обломки окружены тонкой пленочкой микрозернистого и потому более темного карбонатного вещества, видимого при одном николе, получающегося от растворения карбонатов вблизи поверхности зерна. Кайма от растворения может подчеркиваться нерастворимыми продуктами — железистым или глинистым веществом, сообщающим ей соответственно бурый или серый цвет. Кристаллы или микрозернистые участки цемента лишены подобной каймы. Вещество внутри обломка, ограниченного каймой, может быть микрозернистым, тогда оно становится более темным даже при отсутствии примесей и не проявляет характерной для карбонатов псевдоабсорбции из-за одновременного погасания кристаллов при вращении столика микроскопа.

Обломки кристаллических пород. Обломки магматического и метаморфического происхождения легко узнаются в скрещенных николях по характерным минеральным ассоциациям и структурам. Поскольку в каждом зерне песчаной размерности можно видеть только очень небольшую часть кристаллической породы, можно использовать так называемый метод сложения обломков (рис. 7), при котором обломки выбираются из одного, но обычно из серии шлифов, зарисовываются и группируются по типам пород, что позволяет составить весьма полное представление об особенностях кристаллических пород в областях сноса.

Обломки эффузивных пород. Наиболее трудны для диагностики, особенно если содержат много стекла и замещены вторичными продуктами изменения, очень характерными для них. При их выделении и описании существуют две трудности: установление их состава и определение их происхождения (являются ли они собственно осадочными компонен-

тами, т. е. продуктами разрушения более древних пород, или пирокластикой — продуктами вулканизма, одновременного с осадконакоплением).

Достаточно хорошо диагностируются эффузивные обломки, если они содержат порфиновые вкрапленники обычно удлиненной, призматической формы или лейсты плагиоклазов в виде узких, слабодупреломляющих кристалликов, помещенных в основную стекловатую массу. Вкрапленники и лейсты обычно менее измененные, чем основная масса, замещенная, как правило, вторичными минералами и некристаллическими продуктами, могут быть видны без анализатора, но более отчетливы в скрещенных николях. При отсутствии видимых вкрапленников, связанном либо с первичной стекловатой природой обломков, либо со вторичными изменениями, зерна наиболее трудно определяются. Чаще всего встречаются следующие эффузивные обломки.

Обломки кислых эффузивов встречаются в виде альбитофиоров, микрофельзитов или фельзитов. Обломки альбитофиоров

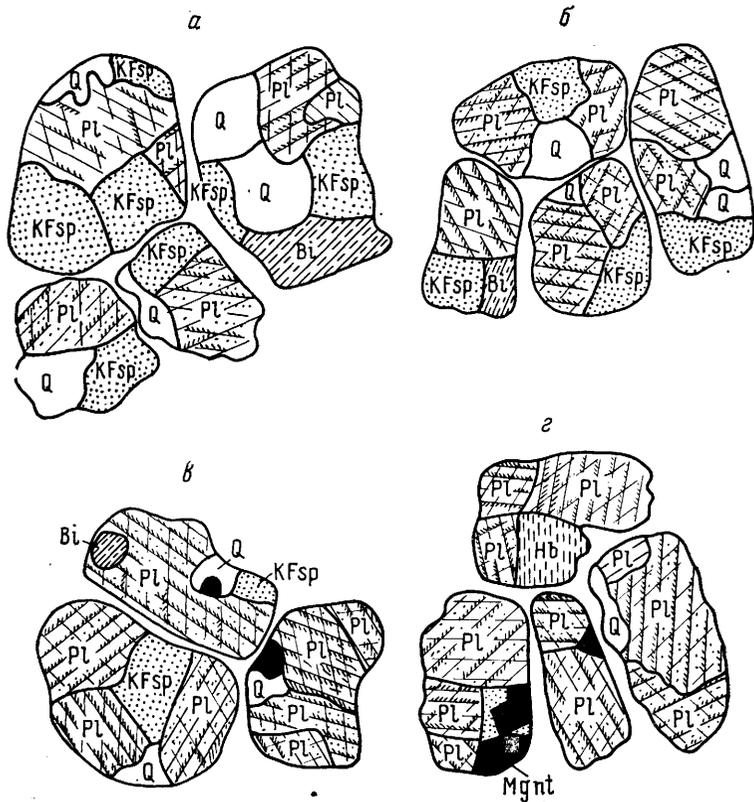


Рис. 7. Реконструкция исходных пород методом сложения обломков (по В. Д. Шутову [6]).

a — гранит; *б* — гранодиорит; *в* — кварцевый диорит; *г* — диорит.

(кварцевых порфиров, кератофигов, дацитов) содержат вкрапленники альбита, кварца, чешуйки слюды и хлорита, заключенные в нераскристаллизованную, часто бурую железненную основную ткань. Могут встречаться крупные идиоморфные кристаллы альбита на фоне основной массы из тонких хлорит-альбит-кварцевых агрегатов. В микрофельзитах (микролито-фельзитах) уменьшаются размеры вкрапленников и увеличивается количество стекловатого скрытокристаллического базиса; фельзиты — скрытокристаллические, изотропные либо обнаруживают слабую точечно-агрегатную поляризацию. Обломки фельзитов и микрофельзитов могут быть чистыми, бесцветными, или измененными в разной степени. Наиболее измененные обладают бурым или коричневатобурым цветом и вторичными минералами — серицитом, хлоритом, кварцем, хорошо проявляющимися в скрещенных николях.

Обломки основных эффузивов объединяют фрагменты порфиритов, спилитов, диабазов, а также трудноопределимые обломки пород, сложенные хлоритом, кальцитом, эпидотом и

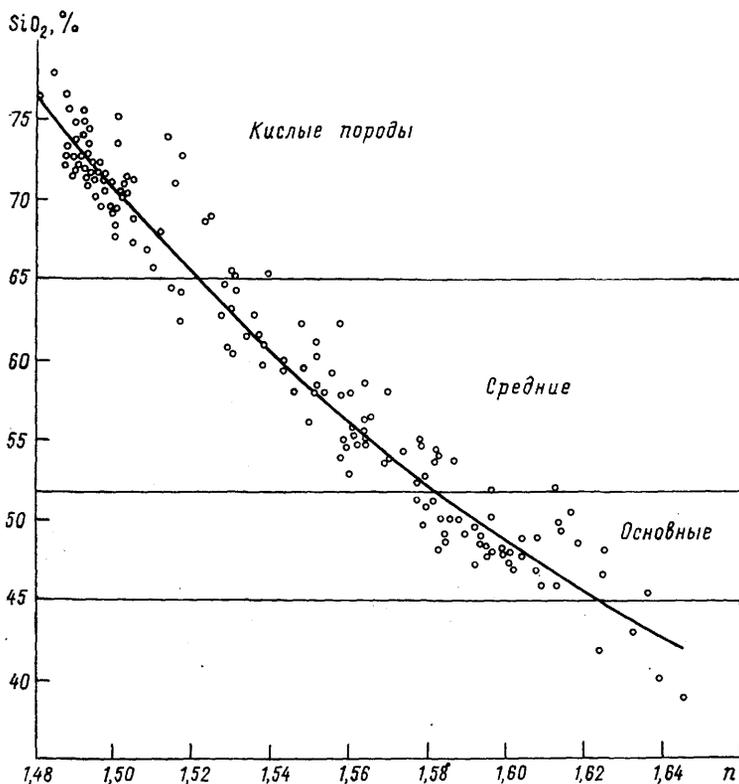


Рис. 8. Показатели преломления вулканического стекла разной основности ([Huber N., Rinehart C., 1966 г.] с дополнениями).

вторичным альбитом. Обломки порфиритов узнаются по вкрапленникам или лейстам плагиоклазов, реже темноцветных минералов, заключенным в основную, в той или иной степени переработанную ткань. В спилитах вкрапленники сложены исключительно альбитом, основная масса может быть изотропной слабоизмененной, но чаще она хлоритизирована, карбонатируется или эпидотизирована. Обломки диабазов диагностируются по полнокристаллической (диабазовой) структуре.

Наибольшие трудности возникают при диагностике обломков, не содержащих вкрапленников и кажущихся изотропными. В случае, если они лишены продуктов изменения, а это может быть хорошо видно при одном никеле, они могут представлять собой вулканическое стекло, состав которого легко определяется по показателю преломления (рис. 8). В измененных зернах принадлежность их к эффузивам может устанавливаться путем наблюдения постепенных переходов от обломков с лейстами и микролитами к изотропным зернам без вкрапленников, приблизительный состав определяется по вторичным продуктам: чем больше в них хлорита, карбонатов, эпидота и чем сильнее проявлен темно-зеленый или грязно-зеленый цвет, тем выше их основность; обломки ультраосновных пород содержат уже вторичные тальк и серпентин.

После установления природы обломков, содержащих в той или иной мере проявленные диагностические признаки, на площади шлифа или в иммерсионном препарате может остаться какое-то количество зерен неясного происхождения. Для их диагностики можно воспользоваться методом корреляции количества обломков с некоторыми петрогенными элемен-

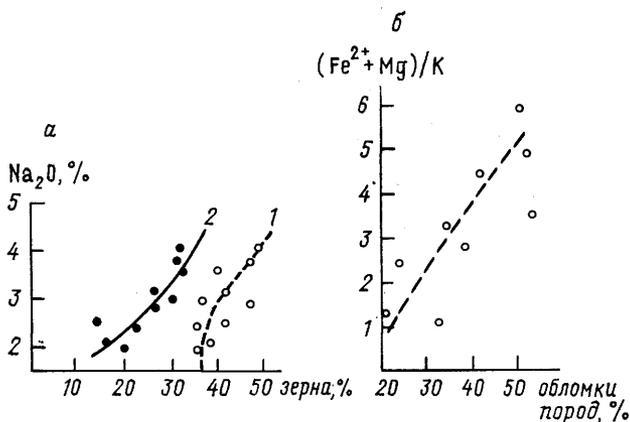


Рис. 9. Два случая косвенного определения состава измененных обломочных зерен.

а — увеличение количества обломков пород (1) сопровождается увеличением Na, тот же эффект получается при увеличении количества неизмененного альбита (2) — измененные зерна трактуются как измененный альбит; б — увеличение количества обломков сопровождается увеличением отношения $(Fe^{2+} + Mg)/K$ — измененные зерна трактуются как обломки эффузивов (по В. И. Муравьеву) [6].

тами (рис. 9). Отчасти решая эту проблему, тем не менее при петрографическом описании часто приходится выделять и включать в подсчет какое-то количество неопределимых измененных зерен. Эти недиагностируемые зерна могут быть стекловатыми эффузивными обломками, фрагментами пелитизированных полевых шпатов, пелитоморфных глинистых пород, колломорфными некристаллическими сгустками, а также измененными зернами биотита, амфиболов, пироксенов, глауконита и других минералов.

Главным признаком отличия переотложенных обломочных компонентов от пирокластики является образованная ими структура. Указываемые часто особенности пепловых частиц — следы закалки, бурые каемки по периферии или включения цеолитов — удается наблюдать только в молодых, малоизмененных туфах. Большинство частиц лишено следов закалки, и основным критерием является характер сортировки и следы окатывания обломков. Чем выше сортировка по размеру и чем лучше округлены частицы, тем больше вероятность того, что порода сложена собственно обломочными частицами — продуктами размыва более древних пород. Диагностическими признаками являются также количество новообразований и степень сохранности первичных структур, о чем подробно говорится в последующих главах.

Обломки пород разного состава обладают различной устойчивостью к факторам механического переноса и химического воздействия. По степени устойчивости в зоне седиментогенеза обломки, по-видимому, могут быть выстроены в следующий ряд: глинистые — эффузивные — песчаные — карбонатные — кристаллических пород — кремнистые — кварцевые. Обломки, стоящие в начале ряда, могут быть встречены только вблизи областей размыва, а стоящие в конце могут переноситься на большие расстояния и ассоциировать с обломочным кварцем в кварцевых песках. По степени устойчивости при эпигенезе также может быть намечен ряд из обломков, несколько отличный от первого: глинистые — карбонатные — эффузивные — песчаные — кристаллических пород — кремнистые — кварцитов. Первые (глинистые и карбонатные) обломки могут быть разрушены в зоне умеренного катагенеза, следующие (эффузивные, песчаные и обломки кристаллических пород) разрушаются при глубоком катагенезе, кремнистые и кварциты образуются при метагенезе и зеленосланцевом метаморфизме.

III

ГЛАВА

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ СУЩЕСТВЕННО АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Большинство минералов, включенных в данную группу, могут быть обломочными, но существование их в качестве новообразований является более характерным, а некоторые практически всегда устанавливаются только как новообразованные компоненты. Не стремясь разбирать все признаки приводимых минералов и давать их систематику, отсылая читателя к соответствующим справочникам и руководствам У. Дири и др. [1966 г.], Е. Ларсена и Г. Бермана [1965 г.], В. Е. Трегера [1968 г.], А. Винчелла и Г. Винчелла [1953 г.], Г. И. Теодоровича [1958 г.], В. Б. Татарского [Справочное руководство..., 1958 г.], В. И. Михеева [1954 г.], Б. Б. Звягина [1966 г.], У. Брэгга и Г. Кларингбулла [1967 г.], В. П. Ивановой [1974 г.], В. А. Франк-Каменецкого и др. [Рентгенография основных типов..., 1983 г.], ограничимся указанием на важнейшие диагностические свойства минералов, в первую очередь наблюдаемые в шлифах, а также специфические признаки, приобретаемые ими в собственно песчаных породах.

Аутигенная природа минерала может быть установлена по одному, но чаще по нескольким признакам, к которым относятся: 1) идиоморфизм — существование совершенных кристаллических ограничений зерен, лишенных следов механической обработки; 2) неправильные кристаллические очертания зерен, но подчиненные в этом случае контурам расположенных рядом и образованных ранее кристаллов или обломков; 3) развитие в участках неправильных очертаний моно- или поликристаллических выделений скрытокристаллической или аморфной массы; 4) выстилание или выполнение пор, каверн и трещин; 5) присутствие в виде инкрустирующих, крустификационных или регенерационных каемок; 6) замещение обломочных зерен веществом, имеющим отчетливую связь с цементом; 7) перемежаемость с другими минералами, аутигенная природа которых устанавливается достаточно определенно; 8) характерная форма кристаллических агрегатов, свидетельствующая об образовании их по органическим остаткам; 9) для вторичных минералов характерны «чистые», прозрачные зерна без следов выветривания или растворения, но часто содержащие включения, захваченные в процессе роста.

Зоны вторичного преобразования и их основные

Зона, подзона	Состав и структура обломочной части	
	Мономинеральные песчаники	Полимиктовые песчаники
Диагенеза	Пелитизация и серицитизация полевых шпатов, образование конкреций	Пелитизация и серицитизация полевых шпатов, аморфизация обломков пород, образование конкреций
Начального катагенеза	Карбонатизация цемента. Корродирование обломочных зерен	Механическая деформация обломков. Карбонатизация и корродирование зерен
Умеренного катагенеза	Карбонатизация цемента. Серицитизация полевых шпатов. Корродирование обломков. Начальное растворение и регенерация кварца	Образование некристаллических продуктов изменения, усиливающаяся серицитизация, хлоритизация, карбонатизация обломков и цемента
Глубокого катагенеза	Усиленная серицитизация полевых шпатов. Регенерация кварца. Образование конформных структур	Хлоритизация и сосюризация обломков. Распад средних — основных плагиоклазов. Появление вторичного альбита и «припая» аутигенного кварца на обломках. Псаммитовая структура
Начального метагенеза	Появление шиповидных и микрокристаллических структур. Частичное исчезновение регенерационных каемок	Распад псаммитовой структуры из-за разрушения всех обломков, кроме кварца, кремней и щелочных полевых шпатов
Глубокого метагенеза	Разрушение обломочных полевых шпатов. Развитие вторичного альбита. Сохранение реликтов регенерационных каемок	Разрушение всех обломков, кроме кварца. Появление грано-лепидобластовых структур по цементу и обломочной части

признаки, отраженные в песчаных породах и ОВ

Глинистый цемент	ОВ и типы углей	Отража- тельная способ- ность виртринита углей, %	Номер виртринита рассеян- ного ОВ
Образование диоктаэдриче- ского монтмориллонита, смектитов, проявление галь- миролитической гидрослюди- зации	Торф		
Существование всех глинистых минералов, в том числе монт- мориллонита и других смек- титов	Бурый уголь Б	0,25	1,620
Существование всех глинистых минералов, тенденция к обра- зованию смешанослойных фаз	Каменные угли	Длиннопламен- ные Д	0,53 — 1,716
Начало разрушения каолинита и смешанослойных фаз с об- разованием слюд и хлоритов		Газовые и жир- ные Г и Ж	0,85 — 1,760
Формирование устойчивой ассо- циации гидрослюда — хло- рит. Раскристаллизация гли- нистого вещества. Сохране- ние каолинита и смешано- слойных фаз в виде реликтов		Коксовые и оста- точно-спекаю- щиеся К и ОС	1,20 — 1,850
		Тощие Т	2,00
Образование микролепидобла- стных структур гидрослюда- ми и хлоритами		Полуантрациты ПА	2,50
Появление лепидобластов му- сковита, вторичного альбита и кварца на фоне микроле- пидобластовых структур		Антрациты А	2,60
	Графитизированное ве- щество	3,00	—

Зона, подзона	Состав и структура обломочной части	
	Мономинеральные песчаники	Полимиктовые песчаники
Зеленосланцевого метаморфизма	Развитие гранобластных структур в кварце. Развитие слюды и хлорита за счет цемента и полевых шпатов	Формирование комплексов метаморфических минералов — кварца, слюды, хлорита, эпидота, актинолита, альбита. Развитие грано-лепидобластных структур

Аутигенные минералы формируются на всех стадиях существования осадка и породы — от седиментации до метазенеза. Названия стадий постседиментационных превращений, принятые в работе, и их обобщенная характеристика, основанная на петрографии в шлифах и некотором рентгеноструктурном контроле над составом глинистых минералов, приведены в табл. 7.

§ 1. НЕСИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Сульфиды железа. Пирит. Кубический минерал, окраска светло-латунно-желтая, в шлифе непрозрачен, в отраженном свете имеет желтую окраску и металлический блеск.

Пирит осадочных пород более характерен для глинистых и карбонатных отложений, чем для песчаных, однако в песчаных отложениях также встречается в виде кубических кристаллов, зерен неправильной формы и зернистых агрегатов в цементе, в прожилках, в корочках по стенкам полостей, в конкрециях, в псевдоморфозах по животным и растительным остаткам или по марказиту. Является показателем резко восстановительных условий диагенеза или катагенеза. В больших массах образуется в морских бассейнах или в прибрежных зонах, куда осуществляется подток морских вод, содержащих сульфат-ион: сульфат-редукция служит источником серы для образования пирита. Формирование последнего часто происходит через стадию «мельниковита» — тонкозернистого черного аморфного или криптокристаллического вещества с составом пирита.

Марказит. Минерал ромбической сингонии, кристаллы имеют таблитчатый или короткостолбчатый облик с копьевидными концами, в шаровидных конкрециях обладают радиально-лучистым строением. По физическим свойствам близок

Глинистый цемент	ОВ и типы углей	Отража- тельная способ- ность витринита углей, %	Номер витринита рассеян- ного ОВ
Кварц-альбит-слюдисто-хлоритовая ассоциация. Развитие грано-лепидобластовых структур	Графит		—

к пириту, в отраженном свете характеризуется светлой окраской и цветной анизотропией. В отличие от пирита, не встречается в качестве магматического минерала, в осадочных породах по месту и условиям образования аналогичен пириту, с которым он часто ассоциирует в шаровидных конкрециях, цементе песчаников и псевдоморфозах по растительным остаткам. Менее устойчив при катагенезе и может переходить в пирит с образованием псевдоморфоз.

Окислы и гидроокислы железа. Гематит. Черного, стального серого или темно-красного цвета, в шлифах непрозрачен, в тонких сколах кроваво-красный, в отраженном свете кристаллы стально-серые, агрегаты буровато-красные.

В песчаных породах встречается в виде пластинок или чешуек, реже ромбоэдрических зерен в цементе. Иногда образует агрегаты в виде конкреций, оолитов или почек. В тонкорассеянном состоянии может содержаться в полевых шпатах, барите и других минералах, окрашивая их в красный цвет. Может образовываться в качестве вторичных продуктов по другим железосодержащим минералам — магнетиту, лимониту, сидериту, пириту. В песчаных породах пользуется значительным распространением, образуя различные скопления — от единичных кристаллов и пленочных оторочек вокруг зерен до базального цемента.

Кроме тригонального α -гематита встречается сильно магнитная модификация γ -гематита — кубического изотропного минерала, описанная в осадочных железных рудах и магнетито-оолитовых песках.

Гётит. Минерал желтовато-бурого цвета до красного, в шлифах бурый до оранжево-красного, часто плеохроирующий, в отраженном свете в шлифах бурый, в аншлифах буровато-серый. В осадочных породах встречается в виде мелких кристалликов в цементе и обломках других минералов, а также в виде волокнистых агрегатов. Гётит — типичный аутигенный

минерал верхней окислительной зоны земной коры. В некоторых промышленных осадочных железных рудах является основным компонентом.

Лимонит. Термином «лимонит» обозначают плохо окристаллизованную смесь различных водных окислов железа, ближе не исследованных. Часто присутствует примесь коллоидального кремнезема, фосфатов, глинистых минералов, гидрокислов алюминия и органического вещества. Обычно лимонит изотропен, но может иметь аномальное двупреломление до 0,040. В проходящем свете непрозрачен или просвечивает желтовато-бурым или бурым цветом, в отраженном свете имеет бурый, красновато-бурый и ржаво-бурый цвета. Являясь типичным аутигенным минералом, образует пленки и псевдоморфозы по железосодержащим минералам, которые он замещает, пленки вокруг обломочных зерен, оолиты, конкреции, различные натечные формы и желваки, может выполнять поры и трещины либо давать цемент различного типа — от контурного до базального.

Лимонит сравнительно устойчив в поверхностной зоне. В континентальных, прибрежных и мелководных отложениях холодного климата, жаркого переменного-влажного и аридного является одним из характерных минеральных образований, определяющих красную окраску заключающих его осадков.

Карбонатные минералы. Из 60 известных карбонатных минералов породообразователями в песчаных породах являются сравнительно немногие. В большинстве они могут рассматриваться как конечные члены низкотемпературных изоморфных рядов кальцит—родохрозит, доломит—анкерит, магнезит—сидерит, родохрозит—сидерит и др. Помимо главных элементов в карбонатных минералах могут присутствовать замещающие их катионы: в кальците место Ca может быть занято Mg, Mn, Fe²⁺, Sr, Ba, Co, Zn; в доломите Mg→Fe²⁺, Mn, Pb, Co, Ba, Ca, а Ca→Mn, Fe²⁺, Pb, Mg; в сидерите Fe→Mn, Mg, Ca, Zn, Co и т. д.

Оптическое изучение карбонатов, заключенных в обломках и цементе песчаников не всегда возможно с той детальностью, которая может быть осуществлена в карбонатных породах из-за примесей, в особенности тонкодисперсных, препятствующих кристаллизации карбонатных минералов. Поэтому схема петрографического изучения карбонатной составляющей предусматривает изучение трех параллельных серий проб различными методами.

1. Оптическое изучение. Начинается с описания петрографических шлифов, дополняется окрашиванием карбонатных минералов в шлифах и завершается определением в иммерсии отдельных зерен. Для диагностики минералов в иммерсии обычно используют методику В. Б. Татарского [1965 г.], предусматривающую определение сингонии, спайности и главного показателя преломления N_o . Для минералов группы кальцита следует рассчитывать силу двупреломления, измеряя N_e' на плоскости ромбоэдра и вводя поправки по номограмме Ф. Блосса [9]. Существуют также методы диагностики карбонатных минералов с помощью универсального столика, предложенные Г. Шуманом и Е. Уолгером [9].

2. Для определения количества и состава карбонатной составляющей, а также оседающего при этом нерастворимого остатка выбирается,

обычно по результатам петрографического изучения в шлифах, вторая серия более ограниченного числа проб, которая исследуется методами мокрой химии. Для уменьшения искажений состава нерастворимого остатка при обработке проб можно рекомендовать метод М. Острома [Ostrom M., 1961 г.], основанный на применении слабой соляной или уксусной кислоты.

3. Третья серия, также ограниченного числа проб, берется для изучения карбонатной составляющей термовесовым методом, для рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии и анализа на микрозонде. Рентгеноструктурному анализу следует отдавать предпочтение, поскольку микрозернистые смеси карбонатов наиболее характерны для песчаных пород.

Кальцит. Как и все карбонатные минералы, объединяемые в группу кальцита, обладает перламутровыми цветами интерференции, сильной псевдоабсорбцией и хорошо заметной спайностью по ромбоэдру. Для распознавания кальцита в шлифах и приблизительных оценок его соотношений со вторым главным минералом — доломитом можно пользоваться следующими признаками:

Кальцит	Доломит
Обычны лапчатые, неправильные контуры зерен	Контуры зерен, как правило, ровные, зерна рельефные
Ромбоэдрические зерна редки	Ромбоэдрические зерна встречаются часто
Двойники встречаются часто, ориентированы по длинной диагонали ромбоэдра	Двойники встречаются редко, ориентированы по короткой диагонали ромбоэдра
Следы роста не характерны	Следы роста встречаются часто

Более точная диагностика возможна по результатам реакции окрашивания и иммерсионного определения.

Форма нахождения кальцита в песчаниках разнообразна. Это могут быть: 1) обломочные зерна консолидированные, если они происходят из более древних пород, обычно округлые, изометричные, или неконсолидированные, если они происходят из осадка, тогда они уплощенные, неправильной формы, изогнутые, часто близкие по составу вмещающей массе; 2) органические остатки в виде цельных раковин или их обломков; 3) pellets — микрозернистые сгустки, представляющие фекальные образования, гранулированные раковины или механически образованные скопления микрита; 4) зерна с оторочкой, включающие оолиты (синоним — ооиды) — небольшие, менее 2 мм, округлые концентрические или радиально-лучистые образования; пизолиты, сходные с оолитами, но более 2 мм, часто с зазубренными краями; аксилолиты — сферические или субсферические зерна с игольчатым строением, у которых иголки расходятся от центральной оси или стержня, и, наконец, инкрустированные изнутри раковины фораминифер и водоросли; 5) монокристаллы или кристаллически-зернистое вещество; 6) микрит, образованный неразличимыми, но двупреломляющими кристалликами.

Кальцит полигенетичен и исключительно разнообразен по обстановкам, в которых он может быть обнаружен [9, 37, 38, 39]. Происхождение кальцита, встреченного в том или ином

месте, не всегда решается изучением одного шлифа или серии шлифов, чаще определяется на основе всех петрографических, палеонтологических и геологических особенностей заключающих его толщ.

Арагонит. Определяется в шлифах только в крупных зернах, дающих разрез с выходом оптических осей в поле зрения. Арагонит, так же как и другие минералы этой группы — витерит, церуссит, стронцианит, — легко отличается от минералов группы кальцита в монокристаллах в иммерсии по прямому погасанию спайных выколок; основным методом диагностики является расшифровка порошковых дифрактограмм.

Арагонит — главный минеральный компонент скелетов головоногих, червей, некоторых фораминифер, губок, кораллов и бентонных водорослей, во многих раковинах присутствует вместе с кальцитом. Может слагать конкреции, оолиты, выполнять поры в диагенетически преобразованных илах и иногда давать псевдоморфозы по гипсу и целестину.

Доломит. В шлифах по оптическим свойствам не может быть отделен от кальцита, приблизительное узнавание возможно по косвенным, отмеченным выше признакам. Ализарином не окрашивается, по значению $N_o = N_g$ отличается от всех тригональных карбонатных минералов, кроме кальцита с 14 %-ным содержанием $MnCO_3$, определяется карбонатным и рентгеноструктурным анализами.

В песчаных породах доломит может встречаться в виде монокристаллов и кристаллических масс в цементе, в поликристаллических обломочных зернах, в порах, пустотах, трещинах как поздний минерал, а также развиваться по кальциту и арагониту с частичным сохранением первичных структурных форм этих минералов в качестве реликтов.

Доломит образуется сейчас и формировался в прошлые геологические эпохи в тех местах, где воды характеризовались повышенной соленостью, высоким молярным отношением Mg/Ca , высоким рН и повышенными температурами. Большинство доломитов являются диагенетическими, что отражается в признаках метасоматического замещения доломитом различных минеральных форм, менее распространены седиментационные доломиты, в особенности среди тех, которые ассоциируют с песчаными отложениями, и еще меньше — эпигенетические доломиты, образующие зерна в цементе или заполняющие пустоты, трещины и поры [9, 39].

Магнезит. Является крайним членом непрерывного изоморфного ряда $MgCO_3 - FeCO_3$, место Mg могут занимать также Zn, Co, Cu. Узнается по ромбоздрическим кристаллам с более высоким светопреломлением, чем у кальцита и доломита, и отсутствию полисинтетических двойников. Точное определение возможно после выполнения хроматических реакций в шлифе, термического или рентгеноструктурного анализа. Образует отдельные ромбоздры и кристаллические скопления в це-

менте, главным образом вследствие метасоматического замещения в зонах циркуляции вод, поступающих из эвапоритовых толщ или из глубины.

Анкериты. Непрерывный изоморфный ряд анкерита прослежен до отношения $Fe:Mg=3:1$, что отвечает содержанию $FeCO_3$ около 40%. Реже встречаются марганецсодержащие разновидности, имеющие в шлифах красновато-розовый цвет. Все признаки в шлифах, по которым доломит отличается от кальцита, свойственны также анкериту. От доломита анкерит отличается более темным бурым цветом, связанным с окислением железа при вторичных изменениях. У железистых анкеритов оба показателя преломления выше, чем у канадского бальзама. Если $N_g > 1,700$, его нельзя отличить от магносидерита. Осадочный анкерит обычно ассоциирует с глинистыми, алевролитовыми и песчано-глинистыми осадками, обогащенными органическим веществом.

Сидерит. В шлифах отличается от кальцита и доломита значительно более высоким рельефом и показателями преломления, более высокими, чем у канадского бальзама. Часто наблюдается красновато-бурая окраска от образования окислов железа при разрушении сидерита. Форма кристаллов такая же, как у доломита, бывают округлые кристаллы, напоминающие сферолиты, и призматические зерна с прямым погасанием. Железо, входящее в сидерит, имеет гипергенное происхождение и восстанавливается с образованием сидерита при разложении органического вещества, поэтому сидерит встречается в глинистых, глинисто-алевритовых и песчано-глинистых отложениях, первично обогащенных органическим веществом, часто битуминозных, образуя рассеянные зерна, кристаллические скопления, стяжения и конкреции.

Родохрозит. От других карбонатных минералов группы кальцита отличается часто проявляющейся розовой окраской и присутствием бурых или черных продуктов изменения, состоящих из окислов марганца. Может ассоциировать с другими марганцевыми минералами, от остальных карбонатов отличается хорошо видимой спайностью по ромбоэдру. Проверяется микрохимической реакцией на марганец.

Смитсонит. Отличается по высокому светопреломлению и двупреломлению, наблюдаемым в прозрачных, обычно незамутненных зернах. Встречается в цементе зернистых пород вблизи цинковых месторождений; замещает сульфиды и другие карбонатные минералы.

Витерит. Сходен с арагонитом, отличаясь иной ориентировкой оптических осей, микрохимической реакцией на барий и парагенезом. Встречается совместно с галенитом, церусситом, витеритом в зонах окисления сульфидных месторождений, а также как продукт метасоматического замещения барита.

Церуссит. От других минералов группы арагонита отличается по крайне резкому рельефу и очень сильному двупрелом-

лению. Распространен в цементе песчаников в зонах окисления свинцовых месторождений, иногда встречается в виде обломочных зерен.

Стронцианит. Похож на арагонит, отличается лучше выраженной спайностью и иной оптической ориентировкой. От похожего витерита отличается неоптическими методами. Встречается в парагенезе с барий- и свинецсодержащими минералами в зонах окисления сульфидных месторождений и в осадочных толщах, чаще всего в жилах, жеодах, конкрециях вместе с цестинином и баритом.

Давсонит. Относится к группе содовых минералов, с которыми часто ассоциирует. От карбонатных минералов групп кальцита и арагонита отличается совокупностью оптических свойств, прежде всего пониженным светопреломлением и двупреломлением. Встречается в виде тонких корочек, линзочек, прожилков, почек или рассеянных игольчатых или удлиненно-пластинчатых кристаллов, а также псевдоморфоз по кварцу, полевым шпатам и другим минералам, которые он способен замещать. Обнаружен в песчаных плохо сортированных породах, но чаще ассоциирует с вулканогенно-осадочными отложениями и битуминозными сланцами. Считался редким минералом [формула давсонита — $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$], однако открытие его в эоценовой формации Грин-Ривер в США, где сосредоточено 8,5 млрд. т глинозема, превышающего запасы всех известных месторождений бокситов мира [Алюмогидрокарбонаты — полевая методика..., 1973 г.], привлекло к давсониту особое внимание.

Содовые минералы. Сода — водный карбонат натрия, так же как и близкие по составу трона и нахколит, в шлифах обычно не наблюдается, так как легко растворяется в воде при шлифовке. В шлифах, изготовленных на глицерине, можно наблюдать общую особенность содовых минералов: крайне низкий показатель преломления N_p (1,380—1,412), низкое двупреломление у соды, быстро увеличивающиеся с уменьшением воды (до 0,208 у нахколита). В зернистых породах содовые минералы встречаются вблизи современных содовых озер, в некоторых эвапоритовых толщах; характерны для зон миграции гидрокарбонатных вод, часто являются спутниками давсонита.

При диагностике карбонатных минералов пользуются оценками их вероятного распространения в толщах определенного состава. Так, магниезиальные карбонаты ассоциируют преимущественно с эвапоритовыми толщами и аридными красновцетями, железистые — с гумидными сероцветами, в особенности богатыми органикой, цинк- и свинецсодержащие минералы связаны с локальными зонами окисления сульфидных месторождений; барий, стронций и натрийсодержащие карбонаты распространены вблизи соленосных отложений, а содовые минералы — также в зонах активного действия гидрокарбонатных вод.

Фосфатные минералы. Группа апатита. Образована минералами изоморфного ряда с конечными членами фторапатит — хлорапатит — гидроксилapatит — карбонатапатит. Часть Са может замещаться Mn, Sr, Mg, часть $PO_4 \rightarrow SiO_4, SO_4, AsO_4$. В зависимости от состава, агрегатного состояния и формы кристаллов минералы группы апатита получали названия — подолита и даллита (карбонатапатиты), франколита (фторсодержащий карбонатапатит), курскита, штаффелита и др. Самый распространенный — фторапатит часто называют собственно апатитом. Для обозначения скрытокристаллической смеси различных минералов используют термин «коллофан», подобно термину «лимонит» для железистых минералов.

Цвет минералов группы апатита белый, но могут быть окрашенные варианты. Часто он кажется черным от присутствия ОВ. В шлифах в кристаллических выделениях бесцветный и прозрачный. Между кристаллами, а в случае микрoзернистого или аморфного строения во всей массе обычно содержатся некристаллические продукты выветривания, ОВ, мелкие неразличимые кристаллы других минералов, уменьшающие прозрачность и создающие ложный эффект очень высокого рельефа. Микрoхимическим реактивом на фосфор служит раствор молибденовокислого аммония в азотной кислоте, остающийся ярко-желтое пятно. Диагностика минеральных видов внутри группы апатита оптическими методами ограничена. В общем показатели преломления имеют наибольшие значения у хлорапатита и уменьшаются по мере увеличения содержания ОН и еще более — при вхождении в состав апатита фтора. В ряду хлорапатит — фторапатит — гидроксилapatит постепенно возрастает сила двупреломления от 0,001 до 0,008.

Формы нахождения минералов апатита в осадочных породах связаны со строением пластов, а последние, как было показано Н. С. Шатским [1965 г.], определяются формационной принадлежностью фосфоритовых залежей. В пластовых фосфоритах минералы апатита имеют кристаллическое, мелкозернисто-оолитовое или крупнозернисто-пизолитовое строение. В зернистых фосфоритах они образуют неправильные аморфные сгустки, радиально-лучистые стяжения, крустификационные образования в цементе. В глауконитовых песках зерна апатита могут выступать как составная часть смешанных глауконит-фосфатных пеллет, в органогенно-обломочных породах слагают костные остатки, зубы, рыбу чешую, створки некоторых раковин или фосфатизированные куски древесины. Здесь же возможно присутствие аморфных фосфатных сгустков и апатитового цемента различной степени перекристаллизации. В желваковых фосфоритах минералы апатита образуют радиально-лучистые конкреции, округлые и неправильные стяжения и фосфоритовую гальку. Сами стяжения в песчаных породах могут быть рассеяны или давать скопления или сплошные массы в виде фосфоритовых плит.

В песчаных породах почти весь фосфор экзогенного происхождения, извлеченный из растворов биогенным способом и сконцентрированный в скелетных тканях организмов. Последующая судьба его двояка: он либо кристаллизуется в виде зернистого апатита, оставаясь в скелетных тканях, либо растворяется, перераспределяется и образует колломорфные массы и смеси с другими минералами.

Группа алюмофосфатов. Включает в себя минералы варисцит, вавеллит, крандаллит, миллисит и др. Имеют различный генезис, в том числе осадочный. Осадочные алюмофосфаты образуют мелкие, диагностируемые обычно неоптическими методами, кристаллы внутри конкреций в пластах угля, в черных фосфатизированных битуминозных сланцах и в корях выветривания. В песчаниках редки, но могут образовывать значительные локальные скопления в песчаных породах, богатых апатитом, в корях их выветривания и в зонах инфильтрации.

Сульфаты. Гипс. В шлифах бесцветен, легко узнается по низкому двупреломлению и по показателю преломления, который ниже, чем у канадского бальзама. В пластах пород, сложенных гипсом, имеет кристаллическизернистую, обычно разнoзернистую структуру — от лепидо- до порфиробластовой или радиально-лучистой. В цементе песчаников часто имеет волокнистую и ориентированную текстуру, охватывающую крупные участки породы, благодаря чему на ее сколах могут наблюдаться поверхности, напоминающие плоскости спайности. Может иметь пойкилитовую структуру с образованием крупных, до нескольких сантиметров, кристаллов (репетекские гипсы). Мелкокристаллический гипс может быть встречен в пустотах, порах и трещинах. В цементе песчаников является обычно вторичным, эпигенетическим минералом.

Ангидрит. В шлифах бесцветен, имеет характерную высокую пеструю окраску интерференции. Является обычным минералом соленосных и доломитово-соленосных толщ, в песчаных породах встречается в виде порового или базального кристаллическизернистого, часто ориентированного цемента, где выступает в качестве вторичного, эпигенетического минерала, образованного за счет гипса. Возможна ассоциация ангидрита с магнезитом, образованная при воздействии растворов $MgSO_4$ на доломит.

В гипергенной зоне ангидрит переходит в гипс, при этом в шлифах может наблюдаться «островной» характер остаточного ангидрита в гипсе — в виде отдельных кристаллов в кристаллической массе или точечных включений в пойкилитических кристаллах последнего.

Барит. Бесцветен, в шлифах узнается по высокому рельефу и низкой, в серых тонах интерференционной окраске. От похожего на него целестина оптически может быть отделен только в иммерсии. В осадочных породах встречается сравнительно редко, образуя конкреции в песчаных, песчано-алевроли-

товых и глинистых породах, псевдоморфозы по растительным и животным остаткам, отдельные прожилки, вкрапленники и рассеянные кристаллы. В виде порового и базального цемента известен в красноцветных и угленосных отложениях. Конкреции барита в песчаниках имеют часто форму розеток и описаны как «песчаный барит», «каменные розы» или «розы пустыни». Образуется на стадии седиментации или при эпигенезе, часто за счет разрушения барийсодержащих силикатов.

§ 2. СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Глинистые минералы. Большинство глинистых минералов принадлежит к слоистым силикатам, кристаллическая структура которых представляет собой чередование слоев алюмо-кислород-гидроксильных октаэдров и кремнекислородных тетраэдров. Структурные характеристики, химический состав и физические свойства глинистых минералов изменяются в зависимости от соотношения слоев, замещения кремния и алюминия в центре тетраэдров и октаэдров другими катионами, от количества и состава межслоевых катионов и содержания воды. Важнейшими группами слоистых глинистых минералов являются каолинитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые и вермикулитовые минералы. Отдельную группу составляют минералы с цепочкообразной кристаллической структурой — палыгорскит и сепиолит. Для многих дисперсных слоистых силикатов характерно чередование, с разной степенью упорядоченности, либо пакетов различных глинистых минералов (гидрослюды — каолинита, гидрослюды — монтмориллонита и т. п.), либо пакетов глинистых и неглинистых минералов (биотита — вермикулита, хлорита — монтмориллонита и др.). Такие образования дают обширную группу смешанослойных слоистых силикатов.

Оптические методы не дают возможности вести диагностику глинистых минералов, поэтому даже рядовое петрографическое изучение предполагает применение как минимум рентгенографии, электронной микроскопии, термического и химического анализов. Основой является рентгеноструктурный анализ, техника которого описана Г. Бриндли [Рентгеновские методы определения..., 1955 г.], Г. Брауном [Рентгеновские методы изучения..., 1965 г.], Ч. Уивером [1962 г.], В. А. Франк-Каменецким и др. [Рентгенография основных типов..., 1983 г.]. Тем не менее, когда установлен состав глинистых минералов, только оптическая микроскопия позволяет увидеть форму их нахождения, пространственные и временные соотношения минералов друг с другом.

Группа каолинита. Включает минералы каолинит, диккит, накрит, галлуазит, метагаллуазит и условно — аллофан. Все минералы, кроме рентгеноаморфного аллофана, двухслойные диоктаэдрические, базальное межплоскостное расстоя-

ние у каолинита, диоксидита и накрита равно 7Å , у галлуазита и метагаллуазита $\geq 10\text{Å}$. Главный минерал — каолинит в цементе песчаников бывает хорошо раскристаллизован и лучше других узнается в петрографических шлифах по низкому двупреломлению в блекло-серых тонах, по показателю преломления, большому, чем у канадского бальзама, по часто наблюдающимся идиоморфным частицам псевдогексагональной формы с четко очерченными линиями ограничения или по обломкам идиоморфных пластинок. Может образовывать также розетковидные или веерообразные агрегаты с волнообразным погасанием. Каолинит может занимать поровые пространства и давать псевдоморфозы по органическим остаткам и обломочным минералам — полевым шпатам, биотиту, мусковиту и обломкам эффузивных пород. В случае развития каолинита по слюдам происходит обесцвечивание последних, уменьшение светопреломления и двупреломления. Переход часто начинается с торцевой части кристаллов слюды, проявляясь в виде разбухающих венчиков [Михайлов Б. М., Куликова Г. В., 1977 г.]. Противоположный процесс разрушения каолинита можно наблюдать в появлении пластинок с нечеткими, расплывчатыми линиями ограничения и следов гидрослюдизации, устанавливаемых по появлению высоких желтых и красноватых цветов интерференции у изометричных кристаллов.

Галлуазит в шлифах имеет вид бесцветных или окрашенных примесями изотропных или тонкокристаллических агрегатов с пониженным (до $n=1,470$) преломлением. Аллофан изотропен, с низким ($n=1,47 \div 1,51$) показателем преломления.

Группа гидрослюды. Включает минералы с трехслойными пакетами (два тетраэдрических, один октаэдрический слой), преимущественно диоктаэдрическим типом заселения октаэдрических пустот и $d_{001}=10\text{Å}$. По В. А. Франк-Каменецкому [Рентгенография основных типов..., 1983 г.], выделяются Al-гидрослюды, включающие в себя гидромусковит, сколит, браммалит, и Mg, Fe-гидрослюды, к которым относятся селадонит, гюмбелит. В отмеченной классификации в первую группу Al-гидрослюды попадает также иллит, а во вторую — глауконит. Применение термина иллит для минерала, по-видимому, отвечающего собственно гидрослюде, неудачно, поскольку иллитами называли и собственно гидрослюду, и все минералы гидрослюдистой группы, и любые слюдоподобные недиагностируемые минералы и их смеси. По-видимому, термин «иллит» и следует использовать как свободный для обозначения тонкодисперсных минералов, внешне похожих на гидрослюдистые, так же как термин «серицит» — для мелких чешуек, похожих на слюду. Глауконит, учитывая также его понимание по данным оптической диагностики, правильнее выделять в самостоятельную группу.

Гидрослюда в шлифах диагностируется по высокому двупреломлению, проявляющемуся в желтых и красных окрасках

даже у очень мелких кристаллов, и показателю преломления, большому, чем у канадского бальзама. Характерны четко очерченные пластинки, у которых длина больше ширины в 5—7 раз. Могут быть изометричные пластины, также четко ограниченные, ступенчато увеличивающие толщину по направлению к центру. В цементе песчаников гидрослюды могут образовывать каемки вокруг обломочных зерен полевых шпатов и кварца, заполнять поры в виде чешуйчатых и лапчатых агрегатов, замещать полевые шпаты по трещинкам. спайности или по периферии зерен, иногда проникать в кварцевые зерна тонкими зубчиками.

При исследовании гидрослюд для палеогеографических реконструкций и установления степени постдиагенетических изменений рекомендуется устанавливать соотношение фаз гидромусковитовой и мусковитовой природы, степень железистости — магнизальности, количество парагонитовой составляющей, степень упорядоченности, а также соотношение политипов.

Степень гидрослюдизации устанавливается по положению и интенсивности эндоэффектов на дифференциальных кривых нагревания в интервалах 100—150, 550—630, 680—800 °С, которые сдвигаются вправо и уменьшают интенсивность с потерей воды; у мусковита отмечается также характерный экзоэффект при температуре выше 1200 °С, несвойственный гидрослюде [Карпова Г. В., 1972 г.]. Остальные характеристики определяются преимущественно дифрактометрическими методами. Железистость новообразованных гидрослюд коррелятно связана с общим содержанием железа в породе, и такая зависимость прослеживается до зоны метагенеза. В процессе метаморфизма, как недавно было показано А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем, происходит «очищение» слюд и обогащение их алюминием. Значение парагонитовой составляющей до начала метаморфизма остается неясным, в ходе метаморфизма процентное содержание парагонита в слюде является функцией температуры и используется в мусковит-плагиоклазовом геотермометре. Степень упорядоченности гидрослюд, оцениваемая по четкости рефлексов на дифрактограммах, является одним из важнейших показателей постдиагенетических процессов и зональности эпигенеза.

Политипами гидрослюд являются низкотемпературная неупорядоченная модификация 1Md, низкотемпературная упорядоченная 1M и высокотемпературные модификации 2M₁, 2M₂ и 3T. Хорошо изучено геологическое значение количественных соотношений политипов 1Md, 1M, 2M₁, которые используются как индикаторы процессов седиментации и в еще большей степени — в качестве меры постдиагенетических превращений [6, 15, 52].

Группа монтмориллонита. Охватывает минералы с трехслойными пакетами (два тетраэдрических, один октаэдрический слой) и $d_{001} = 10 \div 16 \text{ \AA}$, до 17,8 Å при насыщении.

В общей формуле монтмориллонитов $X_{0,33}Y_{2-3}Z_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ межслоевые катионы X представлены Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.; $Y=Al(Mg)$, Fe^{3+} , Cr^{3+} у диоктаэдрических монтмориллонитов, куда входят Al , Mg — минерал монтмориллонит, Al — бейделлит, Fe — нонтронит, Cr — волконскоит, и $Y=Mg$, Li , Zn , Ni у триоктаэдрических монтмориллонитов, включающих Mg — минерал сапонит, Mg , Li — гекторит, Zn — соконит и др. Состав определяет оптические свойства. Только Al -монтмориллонит обладает показателями преломления ниже, чем у канадского бальзама, что в сочетании с высоким двупреломлением (до 0,035) позволяет легко отличать его от других глинистых минералов. Монтмориллонит образует часто длинные кристаллы, волокна, а также колломорфные сгустки. При увеличении Fe и Mg в октаэдрах показатели преломления становятся выше, чем у канадского бальзама. По Б. М. Михайлову и Г. В. Куликовой [1977 г.], в шлифах хорошо определяется нонтронит по коричневым и зеленым тонам окраски в сочетании с высоким светопреломлением и двупреломлением. На нонтронит похож сапонит, однако первый характеризуется неясной формой агрегатов, часто с колломорфными структурами, второй имеет биотитоподобный облик в крупных чешуйках и псевдомонокристаллах, образующих иногда псевдоморфозы по пироксенам и оливину.

Вермикулит. Минерал четвертой группы глинистых минералов — трехслойный, ди- и триоктаэдрический — можно наблюдать в шлифе как продукт замещения биотита в виде пластинок, иногда крупных, имеющих показатель преломления более низкий, чем у биотита, и двупреломление, пониженное по сравнению с биотитом, но более высокое, чем у хлорита. Может встречаться рассеянным в породе в виде мелких чешуек, иногда волокнистых разностей.

Палыгорскит. Водный магнезиальный силикат, обычно наблюдается в карбонатных породах и глинах, может быть встречен в песчаниках в виде неправильных включений, линзочек и прожилков. Часто имеет спутанно-волокнистое строение, образованное узкими пластинками с прямым погасанием и положительным удлинением. Светопреломление колеблется в широких пределах, двупреломление обычно низкое, возможно до 0,020. В шлифах можно спутать с гипсом, халцедоном, мелкочешуйчатым монтмориллонитом. Диагностика палыгорскита, так же как и близкого к нему альфа-сепиолита, производится под электронным микроскопом благодаря характерным игольчатым формам, позволяющим легко отличать водные магнезиальные силикаты от других минералов.

Смешанослойные минералы. Подразделяются на два класса; в первом однотипные алюмосиликатные слои 2:1 разделяются межслоевыми прослойками разных сортов — из катионов K^+ и воды, как в гидрослюдах, из катионов Na^+ , Ca^+ , Mg^{2+} и воды, как в монтмориллонитах, и т. д.; во втором — про-

исходит взаимное переслаивание разнотипных слоев 2:1 и 1:1 глинистых и неглинистых минералов. В терминологии смешанослойных минералов используются названия переслаивающихся компонентов с добавлением характеристики переслаивания — беспорядочное оно или упорядоченное, — например, беспорядочный смешанослойный минерал хлорит—слюда, или упорядоченный смешанослойный минерал гидрослюда — монтмориллонит. Упорядоченные смешанослойные минералы рассматриваются в качестве новых минеральных видов и часто имеют собственное название. Так, упорядоченный смешанослойный минерал гидрослюда (А) — монтмориллонит (В) со структурой АВ АВ... назван К-ректором, упорядоченный минерал парагонит — монтмориллонит — Na-ректором. Упорядоченные смешанослойные минералы биотит—вермикулит называются гидробиотитом, триоктаэдрические хлорит—монтмориллониты — корренситом, сангаритом и др. (в зависимости от степени монтмориллонитизации и степени упорядоченности), диоктаэдрические хлорит—монтмориллониты — Mg-тосудитом, Al-тосудитом и т. д. Основными группами смешанослойных минералов являются гидрослюда — монтмориллонит, наиболее широко распространенная, биотит—вермикулит, хлорит—монтмориллонит, хлорит—вермикулит, хлорит—слюда, тальк—монтмориллонит, каолинит — монтмориллонит и некоторые другие. Изучение под микроскопом позволяет проследить текстурно-структурные признаки многих смешанослойных образований, имеющих индивидуальные черты, например гидробиотита, корренсита, талька — монтмориллонита, но только после того, как они выявлены другими, неоптическими методами.

Состав глинистых минералов, наблюдаемых в какой-либо породе, является отражением трех последовательно проявляющихся факторов: состава материнских пород, палеогеографических условий осадконакопления, интенсивности и условий литификации. Вследствие нестабильности состава и возможности перехода одного минерального вида в другой вопрос о том, какие именно причины определили состав наблюдающейся в разрезе, пачке или породе ассоциации глинистых минералов, является сложной, каждый раз отдельно решаемой геологической задачей. В общем виде возможно только раздельное рассмотрение влияния каждого из факторов.

В стадию обломочного элювия и незрелой сиаалитовой коры выветривания состав глинистых минералов определяется составом материнских пород. По кислым породам формируются гидрослюды, гидрослюды и каолинит, по средним — гидрослюды, Al-монтмориллониты, хлориты; основные породы, в особенности основные вулканиты, образуют Fe—Mg-монтмориллониты, хлориты, вермикулит. В зрелом профиле выветривания происходит усреднение состава новообразований, все большая доля принадлежит минералам каолинита, к которым далее добавляются полуторные окислы железа и алюминия.

ТАБЛИЦА 8

Трансформация глинистых минералов в разных обстановках седиментации

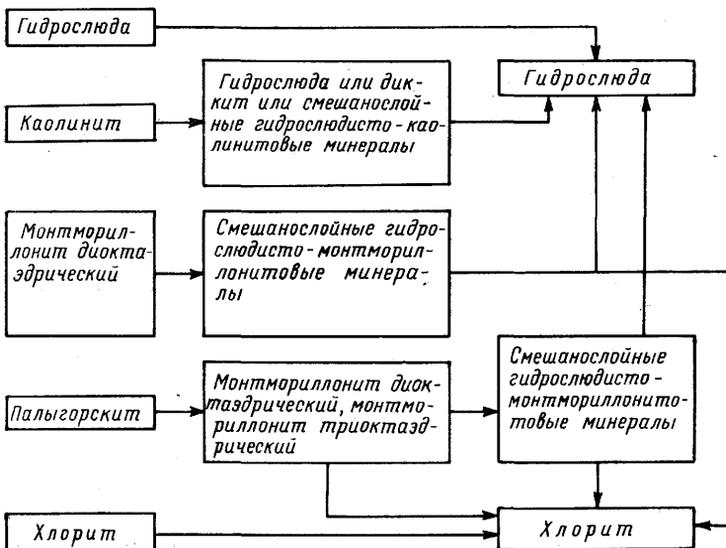
Климатическая зона	Суша	Море
Нивальная	Обломочные пелитолиты, гидрослюда →	Гидрослюда
Аридная	Палыгорскит, монтмориллонит, гидрослюда, смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы →	Гидрослюда, монтмориллонит, смешанослойные минералы, хлорит
Гумидная	Каолинит, гидрослюда, смешанослойные гидрослюдисто-каолинитовые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы →	

Общая тенденция образования глинистых минералов в стадию переноса и отложения в континентальных и морских условиях для разных климатических зон показана в табл. 8, в зонах эпигенеза — в табл. 9.

Глауконит. В большинстве классификаций рассматривается в группе гидрослюд. И. В. Николаевой [19] выделен в отдельную

ТАБЛИЦА 9

Трансформация глинистых минералов при постседиментационных процессах



группу, так как минералогически отличается от других слоистых силикатов: от гидратированных слюд повышенным содержанием водорода и связанной воды, от слюд (мусковита, биотита, флогопита) более высоким содержанием кремния, а от других высококремнистых слюд группы селадонита — высоким значением Fe^{3+} в октаэдрической позиции.

Глаукониты обычно диоктаэдрические, могут быть переходными к триоктаэдрическим, структурно отвечают политипам 1M—1Md.

Еще более важным для выделения глауконитов в отдельную группу является то, что минерал, визуальнo и оптически определяемый как глауконит, практически никогда не бывает минералогически чистым — это смесь в различных, меняющихся соотношениях железистого монтмориллонита, хлорита, смешанослойных и неглинистых минералов, чаще всего тонкодисперсного апатита; собственно «глауконит» может вообще отсутствовать. Поскольку в большинстве описаний слюдяная фаза не отделяется от остальных минералов, именно этим сложившимся понятием гетерогенного глауконита приходится пользоваться в практической работе.

Глауконит в осадках и осадочных породах наблюдается в виде: 1) зерен круглой, овальной или удлиненной формы, обычно с ровными, иногда лапчатыми контурами; 2) тонкодисперсного вещества, рассеянного в основной массе; 3) псевдоморфоз по другим минералам — биотиту, полевым шпатам и даже кварцу; 4) продуктов выполнения пор, трещин и полостей внутри органических остатков.

Глауконит легко узнается в шлифах по зеленому или буро-зеленому цвету разной интенсивности, по показателю преломления большему, чем у канадского балзама, и по сравнительно высокому двупреломлению, из-за чего даже мелкие чешуйки обнаруживают окраски в желтых и зеленых тонах первого порядка. Из-за совпадения собственной окраски и окраски интерференции глауконит в скрещенных николях выглядит почти так же, как при одном николе, что сразу отличает его от низкодвупреломляющего хлорита, а микроагрегатная поляризация — от других сходно окрашенных минералов. Микроагрегатное строение, обычное для глауконита, служит препятствием к его оптической диагностике, иногда это все же удается сделать на достаточно крупных кристаллах или их ориентированных агрегатах. Интенсивность зеленой окраски растет с увеличением Fe^{3+} , пропорционально железистости увеличиваются также показатели преломления. С разрушением глауконита и увеличением окисного и гидроокисного железа цвет меняется на бурый и буро-черный. Под электронным микроскопом часто видно глобулярное или микрооолитовое сложение глауконита.

По своей природе подавляющее большинство глауконитов аутигенного происхождения. В каждой конкретной породе глауконит может быть собственно аутигенным, аллотигенным —

перевотложенным из этого же осадка, или терригенным — принесенным из других пород, где он ранее образовался как аутигенный минерал. По-видимому, можно говорить об аутигенности глауконита вмещающей его породе при проявлении следующих признаков: 1) размер стяжений глауконита значительно превышает размер других обломков и не соответствует динамическим условиям потока, в котором последние были перенесены и отложены; 2) глауконит замещает другие минералы, внедряясь по трещинам, выполняя полости раковин или образуя псевдоморфозы; 3) поры и трещины в породе выполнены глауконитом, имеющим неправильные лапчатые очертания; 4) глауконит в виде тонкокристаллической массы присутствует в большом количестве как главная составная часть пелитового осадка, цемента алевролита или песчаника. Механизм аутигенного глауконитообразования — его связь с зоной диагенеза, с ОВ, приуроченность к верхнему редукционному слою толщиной до 1,5—2,5 м от поверхности осадка и другие стороны процесса — изучались А. В. Казаковым, Н. М. Страховым, И. В. Николаевой и достаточно хорошо известны (библиография см. [19]).

Глауконит, присутствующий в виде зерен — нетекстурированных стяжений, микроконкреций и их обломков, — чаще всего является аллотигенным и терригенным. Чем выше общее содержание глауконита, тем больше вероятность его аллотигенного, а не терригенного происхождения. Аллотигенный способ считается характерным для глауконита при образовании песчаных осадков, особенно олигомиктовых и кварцевых песков. Появление глауконита в кварцевом песчанике в количестве 10—20 % и более нельзя объяснить приносом этого минерала извне. Опыты показывают [Wergmund E., 1964 г.], что перенос глауконитовых зерен из-за их малой твердости, равной двум, может осуществляться на очень близкие расстояния — при переносе на 100—150 км основная часть зерен истирается до размера пелитовой фракции. Расстояния, преодолеваемые кварцевыми зернами до их очищения от других обломочных зерен и окатывания до идеальной эллипсоидальной формы, часто наблюдаемой в кварцевых песках, с одной стороны, и преодолеваемые зернами глауконита до их истирания, с другой — являются несоизмеримыми величинами. Поэтому глауконит в олигомиктовых и кварцевых песчаных породах может иметь только местное происхождение — быть собственно аутигенным или аллотигенным, а следовательно, сингенетичным толще в целом.

Преобразование аутигенного глауконита в верхней зоне подводного осадка и превращение его в глауконит аллотигенный было рассмотрено В. Т. Фроловым [1984 г.]. По-видимому, существенно аллотигенным является глауконит на современном шельфе на глубинах 5—450 м и во многих ископаемых мелководных песках. При переотложении в связи с течениями и мутьевыми потоками какая-то часть глауконита может сбрасы-

ваться в глубоководные, в том числе океанические впадины. Подобный обломочный глауконит, возраст которого определяется 0,5—28 млн. лет [Логвиненко Н. В., 1980 г.], встречается в современных океанических осадках. Обломочный глауконит возникает при переотложении более древних глауконитсодержащих пород, тогда он присутствует в виде единичных зерен, в той или иной мере затронутых выветриванием.

Обнаружение глауконитовых и кремнисто-глауконитовых пород на подводных вулканических поднятиях в Японском море [Липкина М. И., 1980 г.] ставит вопрос о существовании другого, вулканогенно-осадочного, глауконита, образованного при взаимодействии глубинных гидротерм с донными осадками и океанической водой.

В зонах вторичного преобразования происходит вхождение калия в кристаллическую решетку глауконита, потеря смешанных фаз и его переход в гидрослюду и слюду.

Хлориты. Имеют слоистую структуру, сходную со структурой слюд, осложненную бруситовым слоем, расположенным между октаэдрическо-тетраэдрическими пакетами. Под микроскопом в шлифах обладают зеленой и слабо-зеленой окраской, иногда бесцветны. Интенсивность окраски увеличивается с возрастом железа. С появлением хрома, замещающего алюминий, усиливается плеохроизм и появляются розовая и фиолетовая окраски. Показатели преломления возрастают с увеличением закисного железа и общей железистости $F = Fe_{\text{сум}} / (Fe_{\text{сум}} + Mg)$, в зависимости от общей железистости меняется оптический знак. У большинства хлоритов очень низкое двупреломление ($N_g - N_p = 0 \div 0,005$), двупреломление увеличивается у сильно магнезиальных и сильно железистых разностей (до 0,015—0,020). Многие хлориты имеют аномальные цвета интерференции — коричневые у низкопреломляющих и низкодвупреломляющих хлоритов, фиолетовые и синие у высокопреломляющих железистых хлоритов.

Хлориты настолько широко распространены, что сам факт их присутствия не является указанием на какую-либо специфику литогенеза. Значительно важнее установление их первично-обломочной или аутигенной природы и определение состава.

При изучении обломочных хлоритов, которые можно наблюдать в виде редких сравнительно крупных зерен, не связанных с порами или трещинами, может быть сделана попытка установления состава материнских пород в питающих областях сноса. По Г. Б. Кепежинскас [1965 г.], существует зависимость состава хлоритов от исходных пород. Магнезиальные хлориты ($F = 25$ ат.%) — корундофиллиты — происходят из высокоглиноземистых пород, клинохлорпеннины — из измененных ультрамафитов; магнезиально-железистые ($F = 25 \div 75$ ат.%) — рипидолиты — из зеленых сланцев, кислых кристаллических пород, прохлориты — из основных магматических пород; наконец, же-

лезистые ($F=75\div 100$ ат.%) — тюрингиты из осадочных железных руд и песчаников.

В стадию седиментации хлориты не образуются. Однако уже при диагенезе в ходе гальмиролитического преобразования пеплов и далее при эпигенезе формирование хлоритов происходит путем частичного или полного замещения кристаллов темноцветных минералов, эффузивных обломков и вулканического стекла. Химический состав новообразованных хлоритов определяется составом минералов, по которым он формируется, и в целом контролируется валовым составом пород. Хлориты могут быть использованы для количественной оценки степени вторичных преобразований пород путем расчета количественных соотношений содержаний низкотемпературного поли типа Ib (14Å , $\beta=90^\circ$) и более высокотемпературного поли типа IIb (14Å , $\beta=97^\circ$), а также для определения степени железистости — магнезиальности в породах одинакового исходного состава [Рентгеновские методы... , 1965 г.]. Рост вторичных преобразований сопровождается увеличением магнезиальности хлоритов.

Отдельную группу образуют минералы, очень близкие по химическому составу к хлоритам, но структурно сходные с серпентиновыми и каолиновыми минералами, называемые по предложению Б. Нельсона и Р. Роя септехлоритами. Входящие в эту группу амезит, гриналит, кронштедтит и большинство минералов, описывавшихся как «шамозит», дают на порошковых рентгенограммах сильный базальный рефлекс $\sim 7\text{Å}$ при отсутствии свойственного собственно хлоритам отражения 14Å . Септехлориты встречаются в рассеянном виде в цементе песчаников, но чаще образуют стяжения, концентрические и радиально-лучистые оолиты. Они имеют желтую, буро-зеленую или бурю окраску, обладают микроагрегатной поляризацией и двупреломлением более высоким, чем у большинства хлоритов, но ниже, чем у глауконита; слагают основную массу осадочных силикатных железных руд.

7Å-септехлориты являются низкотемпературными образованиями, формирующимися при седиментации и диагенезе в корях выветривания, чаще мелководных участках, по-видимому, опресненных бассейнов в слабовосстановительных условиях. При катагенезе, так же как при экспериментах в условиях повышения давления и температуры, переходят в 14 Å-хлориты.

Стильпномелан. Весьма сложный состав этого минерала в каждом конкретном случае определяется валовым химическим составом породы, где он образуется исключительно как минерал аутигенный. Структура стильпномелана сходна со структурой слюды и состоит из октаэдрическо-тетраэдрических пакетов, разделенных входящими в межслоевые промежутки ионами металлов и воды. Стильпномелан похож на биотит и в большинстве случаев неотличим от него оптическими методами. Для предварительного определения стильпномелана:

можно пользоваться некоторыми второстепенными признаками: в образце, а также под бинокулярной лупой можно обнаружить хрупкость чешуек стильпномелана, отличающую их от упругих чешуек биотита и гибких пластинок хлорита; у зерен, лежащих на базопинакоиде, под бинокуляром и в иммерсионных препаратах можно видеть дополнительную спайность, перпендикулярную (001); стильпномелан не имеет ситовидного и пятнистого погасания, наблюдаемого у биотита.

Стильпномелан считается характерным минералом зон зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма, где он образует не только единичные зерна, но и радиально-лучистые скопления и зернистые массы, слагающие прослой. В граувакках, туфах и лавах стильпномелан обычно начинает формироваться выше границы метаморфизма — в зоне метагенеза, чем принципиально отличается от биотита, формирующегося в высокотемпературных фациях зеленосланцевой зоны. Стильпномелан образуется также как низкотемпературный продукт посттектонической или постметаморфической минерализации — в цементе тектонических брекчий, в секущих жилах или пустотах.

Пирофиллит. Подобен слюдам, так как его структура образована слоями, состоящими из ионов алюминия в октаэдрической координации, располагающимися между двумя слоями кремнекислородных тетраэдров. По заполнению алюминием октаэдрических положений пирофиллит относится к диоктаэдрическим слюдам, а по структуре элементарной ячейки — к поли-типу $2M_1$. Встречается в виде мелких листоватых пластинок, радиально-лучистых игольчатых агрегатов, массивных агрегатов мелких кристаллов. Под микроскопом может быть принят за мусковит или гидрослюду, однако имеет очень высокое дву-преломление, отчего даже в мелких кристаллах видны яркие, «сверкающие» интерференционные окраски.

Пирофиллит — редкий минерал осадочных пород, встречающийся в глинистых сланцах и мономинеральных песчаниках. Образуется при повышенных давлениях и температуре в зонах метагенеза и метаморфизма до кианитовой стадии, но только в тех случаях, когда интерстиционные растворы не содержат щелочей, что возможно при преобразовании каолинистых глин и кварцевых песков. Пирофиллит образуется также в гидротермально-измененных породах по полевому шпату, кианиту и некоторым другим минералам.

Пренит. Относят к группе хрупких слюд как содержащий кальций и имеющий хорошую пластинчатую спайность. Обычно встречается в виде таблитчатых скоплений, бочонкообразных агрегатов и почковидных округлых масс. В шлифах бесцветен. Хорошо диагностируется под микроскопом благодаря высокому рельефу, высокому дву-преломлению и оптическим аномалиям — волновому или облачному погасанию и аномальной интерференционной окраске. Пренит образуется в карбонатсодержащих полимиктовых породах, граувакках и вулканогенных граувак-

ках и устойчив в зоне глубокого катагенеза и метagenеза. Встречается также в контактно-измененных породах, претерпевших кальциевый метасоматоз, а также как гидротермальный минерал в жилах, пустотах и миндалинах основных эффузивов и гравакк.

§ 3. НЕСЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Цеолиты. Являются водными алюмосиликатами щелочей и щелочных земель с каркасом из кремне-алюмоокислородных тетраэдров. Отрицательные заряды каркаса сбалансированы катионами, в большинстве случаев кальция, натрия или калия, располагающимися в полостях каркаса. В каналах каркаса находятся молекулы воды, способные выделяться при нагревании до 50—350 °С без разрушения кристаллической решетки. Цеолиты в шлифах бесцветны, имеют очень низкое светопреломление и низкое двупреломление, поэтому их обнаружение в петрографических шлифах при достаточном размере зерен не вызывает трудностей. Затруднения возникают при определении минеральных видов внутри группы, так как оптические свойства отдельных минералов перекрываются между собой [8, 15], а также из-за развития тонкодисперсных разностей, в силу чего основным методом диагностики минералов является рентгеноструктурный анализ, дополняемый электронной микроскопией. При размере зерен более 0,05 мм цеолиты могут определяться в иммерсии. В. И. Мураевым [1974 г.] описана методика выделения чистых фракций цеолитов путем искусственного утяжеления примесей и разделения в тяжелой жидкости центрифугированием. Н. В. Логвиненко [15] приводит рациональную схему их оптического определения в иммерсионных препаратах.

Цеолиты — полигенетические в геологическом смысле образования, встречающиеся в различных осадках и осадочных породах в полном диапазоне p — T -условий их существования, в вулканогенных породах, измененных поствулканическими, гальмиролитическими и гидротермальными процессами, и в зонах телетермального оруденения.

Выявленный в последние два десятилетия «космополитизм» цеолитов заставил пересмотреть существовавшее какое-то время представление о цеолитовых фациях как индикаторах глубокого эпигенеза — начального метаморфизма, сложившееся к концу 50-х — началу 60-х годов благодаря работам Д. Кумбса, А. С. Запорожцевой, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и других и вошедшее в общую теорию эпигенеза и метаморфизма. Стала очевидной зависимость состава отдельных видов цеолитов и их кристаллохимических особенностей от многих факторов: ландшафтных условий, исходных пород, физико-химических и термодинамических параметров. А. Г. Коссовской выделено [12] шесть генетических ассоциаций цеолитов, в каждом случае подчиняющихся определенным, отличным от других закономерностям в смене минеральных видов при изменениях условий минералообразования. Вертикальная

зональность цеолитов, связанная с зональностью катагенеза, является лишь частным случаем проявления возможных последовательностей в смене минеральных видов. Там, где цеолиты распространены и могут быть прослежены в вертикальных разрезах значительной мощности и приблизительно одинакового фациального состава, удается наблюдать сверху вниз: малоизмененное вулканическое стекло с опалом и монтмориллонитом → клиноптилолит с морденитом и монтмориллонитом → гейландит и анальцит → ломонит с корренситом и хлоритом. Ниже следует альбит-пренит-пумпеллитовая зона метакатагенеза, а затем эпидот-альбитовая зеленосланцевая.

Установленное многообразие геологических обстановок цеолитообразования иллюстрируется табл. 10. При этом общими, объединяющими все цеолиты предпосылками для их появления являются два фактора: наличие реакционноспособного строительного вещества, которым может быть вулканогенный материал, полевые шпаты среднего состава, а также глинистые минералы, и щелочной характер вмещающих растворов. Связь цеолитов со щелочными водами — поверхностными, подземными или ювенильными — устанавливается очень часто и, по мнению некоторых исследователей [Копорулин В. И., 1980 г.], является решающей, определяющей сам факт возникновения цеолитов, их минеральный состав и характер ассоциаций.

ТАБЛИЦА 10
Условия образования цеолитов в осадочных толщах
(по А. Г. Коссовской [13], с некоторыми изменениями)

Стадии и этапы	Место образования	Клиноптилолит	Филлипсит	Шабазит	Анальцит	Гейландит	Морденит	Ломонит
Седиментогенез	Океанические осадки (современные и древние)		■					
Диакатагенез	Осадки содовых озер (современные и древние)	■	■	■	■			
Начальный эпигенез	Собственно осадочные толщи без видимых проявлений вулканической деятельности	■			■	■		
Глубокий эпигенез	Регионально-эпигенетически-измененные комплексы вулканогенно-осадочных и осадочных пород	■			■	■	■	■
Наложенные гидротермальные изменения	Вулканогенно-осадочные породы с высоким тепловым потоком в современных вулканических областях				■	■	■	■
	Метаморфизованные магматические породы срединно-океанических хребтов	■	■	■	■	■	■	■

Примечание. Толщина и длина линий соответствуют масштабам образования цеолитов.

Группа эпидота. В осадочных породах из минералов этой группы, относящейся к островным силикатам, чаще других встречаются цоизит, клиноцоизит и эпидот.

Цоизит. Маложелезистый минерал (Fe_2O_3 от 0 до 5 мол. %), в шлифах бесцветен, за исключением марганцовистых разностей, имеющих розоватый оттенок; зерна несколько вытянуты по совершенной спайности {100}. Иногда вследствие сильной дисперсии оптических осей имеет аномальную интерференционную окраску. От эпидота отличается меньшим двупреломлением, прямым погасанием и оптическим знаком, от клиноцоизита — меньшим двупреломлением и прямым погасанием.

Клиноцоизит. Маложелезистый (Fe_2O_3 от 5 до 10 мол. %) эпидотовый минерал, в шлифах наблюдается в виде бесцветных, розоватых или желтоватых зерен, отличающихся от эпидота меньшим преломлением и двупреломлением и положительным оптическим знаком.

Эпидот. Наиболее железистый минерал этой группы (содержит Fe_2O_3 до 40 мол. %). В шлифах зерна эпидота изометрические или слегка удлиненные, большей частью бесцветные, иногда слабоокрашенные и плеохроируют в зеленовато-желтых и фиштакково-зеленых тонах. Характерной особенностью является яркая и неравномерная в пределах одного и того же зерна «базарная» интерференционная окраска.

Минералы группы эпидота встречаются в песчаных породах как в виде обломков, обычно слабоокатанных, с каемками выветривания или корродированных в той или иной степени, так и в виде аутигенных образований. Единичные зерна минералов группы эпидота, как давно было отмечено Л. В. Пустоваловым [1956 г.], могут появляться в порах, трещинах и цементе уже на ранних этапах преобразования осадочных пород. На границе зон катагенеза и метагенеза количество их постепенно возрастает, а затем резко увеличивается вблизи зеленосланцевой зоны. Резкий количественный скачок в содержании эпидотовых минералов является одним из критериев проведения нижней границы существования осадочных пород.

Наиболее благоприятны для развития минералов группы эпидота полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, вулканомиктовые граувакки и туфограувакки основного состава. Видовой состав минералов группы эпидота зависит от общей железистости пород, обычно преобладает собственно эпидот, хотя одновременно в одной и той же породе могут присутствовать все три минерала этой группы.

Пумпеллит. По структуре близок к эпидоту, но более сложного и изменчивого состава. В шлифах бесцветен или окрашен, плеохроирует от зеленовато-желтого до желтовато-бурого. Существуют также густоокрашенные оптически отрицательные разновидности. Возможны аномальные цвета интерференции. Кристаллы пумпеллита, вытянутые параллельно оси b , встречаются обычно в виде волокнистых пучков, радиально-

лучистых агрегатов или плотных масс различно ориентированных волокон. Габитус кристаллов — важный диагностический признак пумпеллиита, отличающий его от похожих минералов группы эпидота. Кроме того, от клиноцоизита пумпеллиит отличается более высоким двупреломлением, от цоизита — косым погасанием [видимым, однако, не вдоль волокон, а в косых сечениях или перпендикулярных им, т. е. на плоскости (010)]. От эпидота отличается более низким светопреломлением и двупреломлением.

Пумпеллиит встречается в преобразованных граувакках, туфах и зеленокаменно-измененных диабазах, спилитовых лавах и ультраосновных породах, где вместе с пренитом является индикатором пренит-пумпеллиитовой фации, принадлежащей зоне метагенеза. В области проявления стрессового и барического метаморфизма опускается ниже зоны метагенеза — в зеленосланцевую или глаукофановую зоны. В метаморфических фациях, однако, выступает как наиболее низкотемпературный минерал, проявляясь чаще всего в секущих трещинах, жилах и цементе постметаморфических брекчий.

Актинолит — тремолит. Минералы этого ряда являются единственной группой среди амфиболов, образующейся в осадочных породах при p — T -условиях, свойственных зонам катагенеза и метагенеза. Более широко распространен актинолит — магнезиально-железистый член ряда, в котором железистый компонент составляет 15—50 %, более железистые разности вообще редки в природе, менее железистый член ряда (0—15 % железистой составляющей) — тремолит в осадочных породах встречается реже актинолита, преимущественно в глинисто- и песчано-доломитовых породах.

Актинолит в шлифе окрашен в зеленый цвет различной интенсивности, образует тонкие вытянутые кристаллы и волокна с положительным удлинением. Тремолит похож на актинолит, но в шлифах бесцветен и обладает более низкими показателями преломления.

Тремолит является минералом ранних стадий термического метагенеза и метаморфизма и образуется в результате синтеза доломита с кремнеземом. При наличии в породах железа, характерного для полимиктовых песчаников, граувакк и вулканитов среднего и основного состава, в результате синтеза из поровых растворов происходит кристаллизация актинолита. В песчаниках уже на стадии глубокого катагенеза при аморфизации вулканогенных обломков и матрикса происходит образование тонких рассеянных слабо двупреломляющих кристалликов актинолита, затем процесс окристаллизации и обособления минералов усиливается и завершается в верхних горизонтах зеленосланцевой зоны. Актинолит развивается также по периферии обломочных пироксенов и роговых обманок, в пустотах и секущих трещинах.

§ 4. ИСКОПАЕМОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Ископаемое ОВ состоит из элементов С, Н, О, N, S и некоторых других. Оно может быть концентрированным в углях, горючих сланцах, газовых и нефтяных залежах или рассеянным, являясь при этом обязательным спутником всех осадочных пород. Главной формой накопления соединений органического углерода является рассеянное ОВ: соотношение между общей массой $C_{орг}$ в силической части земной коры, содержащейся в рассеянной форме, в углях и в нефти составляет 100 : 0,3 : 0,026 [Вассоевич Н. Б., 1973 г.]. Наибольшее среднее содержание рассеянного ОВ устанавливается в глинистых породах $C_{орг}=0,9\%$, в песчаных породах среднее содержание $C_{орг}=0,2\%$, а кларк $C_{орг}$ в осадочных породах равен приблизительно 0,7—0,8 %.

Рассеянное ОВ осадочных пород подразделяется на два генетических типа — гумусовое и сапропелевое. Первое является продуктом преобразования наземных растительных остатков, второе — субаквальных растительных и в меньшей степени животных организмов. Деление РОВ по генетическому признаку на гумусовое и сапропелевое не всегда возможно из-за неясности происхождения и может быть заменено делением по преобладанию типов молекулярных структур. Вещество, классифицируемое как гумусовое, характеризуется преимущественно конденсированными полиареновыми молекулярными структурами, они обеднены водородом, в элементарном составе их обычно $H/C < 0,9$, а в массе ОВ часто встречаются морфологически выраженные остатки высшей растительности. Сапропелевый тип представлен алифатическими и ациклическими соединениями, связанными между собой комплексами обогащенными водородом полимеров, значение $H/C > 1$, для ОВ характерно малое содержание различных растительных или животных остатков и преобладание колломорфных и сорбированных форм.

Ископаемое ОВ гумусового, сапропелевого или иного переходного между ними типа состоит из трех основных компонентов: 1) гуминовых и сапропелевых кислот, растворимых в слабых водных растворах щелочей; 2) битумоидов, растворимых в низкокипящих органических растворителях — хлороформе, спиртобензоле и др.; 3) небитумной части или основной массы, неизвлекаемой органическими растворителями и водными щелочами.

Изучение компонентного состава ОВ — концентрированного и рассеянного — производится при специальных исследованиях в связи с потребностями угольной и нефтяной геологии [11] и не является непосредственной задачей общей петрографии. В задачу последней, по-видимому, входит освещение некоторых наиболее важных с геологической точки зрения особенностей ОВ, проливающих свет на происхождение заключающих их осадочных пород и содержащих предварительные оценки по их практической значимости. Поэтому петрографическое исследование включает: 1) определение общего содержания $C_{орг}$ в породе; 2) определение присутствия битумов с помощью люминесцентных ламп или люминесцентного микроскопа; 3) при установлении битумов — определение их количеств, извлекаемых хлороформом (масла,

смолы, асфальтены), спиртобензолом (битумоиды ДСББА, ДСББС), а также связанных битумоидов, извлекаемых после обработки дебитуминированной породы 10 %-ной HCl; 4) описание органического вещества под микроскопом.

Последняя из перечисленных задач является частью любого петрографического описания, поэтому рассмотрим ее подробнее. Включения ОВ в петрографических шлифах малопрозрачны или непрозрачны в проходящем свете и имеют бурую, красно-бурую, желто-оранжевую или черную окраску, в отраженном свете — белую, серую или желтовато-серую. Похожие на органические включения колломорфные сгустки гидроокислов железа, также красно-бурые в проходящем свете, имеют в отраженном свете желтый, красновато-желтый или рыже-красный цвет. Красно-бурые примазки окисленных битумов, внешне сходные с гидроокислами железа, легко различать действием хлороформа или бензола на открытый шлиф, поскольку битумы легко растворяются в этих веществах, а гидроокислы железа остаются без изменений.

Согласно Е. С. Ларской [1975 г.], по размеру и соотношению с минеральной массой включения рассеянного ОВ подразделяются на четыре вида, каждый из которых характеризуется специфическим, отличным от других составом и происхождением.

Первый вид включений имеет весьма тонкодисперсную структуру, по-видимому, сорбирован глинистыми частицами, почти неразличим в шлифах даже при сильных увеличениях и фиксируется только по наличию некоторого количества $C_{орг}$, обычно менее 0,2 %. Состав этого ОВ, по-видимому, разный в породах различного типа и не всегда определяется достаточно надежно.

Второй вид образован включениями средне- и крупнопелитовой, реже мелкоалевритовой размерности. Включения эти тесно связаны с минеральной частью и подчинены структурным и текстурным особенностям породы: они ориентированы по слоистости или распределены хаотично в массивных породах. Размер частиц чаще всего соответствует размеру минеральных зерен. Структурно-текстурное соответствие органической и минеральной части породы позволяет устанавливать сингенетичность рассеянного ОВ. По составу ОВ принадлежит сапропелевому или гумусово-сапропелевому типам.

Третий вид представлен детритовыми включениями алевритовой и песчаной размерности с внутренней колломорфной или клеточной структурой. Включения эти отчетливо узнаются и отделяются вследствие резких границ от минеральной части породы. Состав ОВ этого вида углеродный или углеводородный, исходным материалом является гумусовое или сапропелево-гумусовое вещество, связанное с преобразованием элементов высших и низших растений в восстановительных, слабовосстановительных или слабоокислительных условиях диагенеза.

Четвертый вид объединяет гомогенные включения с внутренней колломорфной или аморфной структурой, размер которых

обычно не превышает размера алевритовых зерен, а форма полностью зависит от формы порового пространства, полостей раковин или от трещин. Это свидетельствует о позднем заполнении микрополостей, а следовательно, о позднедиагенетическом или катагенетическом происхождении этого вида ОВ. Представлено оно различного типа битумными компонентами и является показателем миграции битумов в нефтематеринских, нефтемещающих толщах или толщах транзитного характера.

Для видимых под микроскопом растительных остатков, входящих в третью и отчасти во вторую группу включений, может быть использована классификация, разработанная в углепетрографии. Органические компоненты в песчаниках обычно выражены не столь отчетливо, как в углях. Наблюдаемое в последних разнообразие типов растительных остатков и преобладание красного, гелифицированного вещества не характерно для песчаных пород, состав органических форм здесь менее разнообразен, часто встречаются обломки или хлопья вместе с бесструктурными массами. Тем не менее проведение аналогий с растительными остатками углей вполне возможно, особенно для крупных включений и при их содержании, превышающем первые проценты.

Растительные ткани. Узнаются по остаткам клеточной структуры, измененной в различной степени при диагенезе и более поздней углефикации. Преобразование растительной ткани осуществляется либо путем гелификации, или остудневания, сопровождающегося увеличением толщины стенок и последовательной потерей структуры за счет увеличения прозрачной и полупрозрачной массы желтого, красного и коричневого цвета, либо путем фюзенизации, обугливания тканей и превращения их в бурое или черное непрозрачное вещество. Фюзенизации могут подвергаться как исходные растительные остатки, так и продукты различной степени остудневания.

В зависимости от глубины проявления того или иного процесса образуются различные типы форменных элементов, показанные на рис. 10. Горизонтальная последовательность на рисунке отражает усиливающийся процесс гелификации с переходами от ксиленовой структуры, характеризующейся сохранностью клеточной ткани, через ксило-витреновую и витреновую до бесструктурной растительной массы; смена вертикальных рядов (слева направо) — увеличение фюзенизации, сопровождающейся усилением коричневого и черного цвета и потерей прозрачности. Углефикация, связанная с катагенезом, внешне равносильна проявлению обоих процессов, так как приводит к разрушению клеточной структуры, к уменьшению и потере способности пропускать свет.

Споры. В шлифах наблюдаются в виде округлых либо треугольных образований, могут иметь овальную чечевицеподобную форму, а также встречаться в виде коротких тонких черточек, штрихов или сплюснутых колец. Цвет спор в мало-

Структуры	Цвет			
	Желтый и красный	Коричневый	Черный	
Ксиленовая	Гелифицированные	Слабофюзенизированные	Фюзенизированные	
Ксил-витреновая				
Витреновая				
бесструктурные				

Рис. 10. Цвет и структура растительных тканей под микроскопом в проходящем свете (по А. И. Гинзбург [1958 г.]).

измененных породах в проходящем свете желтый, в скрещенных николях голубовато-серый, споры из сильноизмененных пород в проходящем свете оранжевые и красные, в скрещенных николях желтые и оранжевые. В отраженном свете они темнели светло-серые, иногда золотистые.

Кутикула. Представляет собой слой тонкого кутинового вещества, выделяемого клетками эпидермиса листьев, молодых побегов и ветвей. Отличается от спор небольшой толщиной по сравнению с длиной и наличием зубчатости у внутреннего края. В проходящем свете при низкой степени углефикации имеет светло-желтую окраску, при высокой степени углефикации — оранжевую и красную. В скрещенных николях обладает голубовато-серым или желтым цветом и волнистым погасанием. В отраженном свете цвет кутикулы серый или серовато-белый.

Смоляные тела. Представляют собой овальные или округлые образования, лишённые внутренней структуры, что отличает их от спор и водорослей. В проходящем свете светло- или янтарно-желтые, в скрещенных николях зеленовато-серые, в отраженном свете темно-серые. Среди остальных форменных элементов они выделяются ровными, четкими контурами и ясно выраженным, хотя и плоским рельефом.

Водоросли. Представляют собой скопления одноклеточных организмов, соединенных в одну колонию, выглядят в шлифах как ярко-желтые, иногда с зеленоватым оттенком короткие линзочки с неровными контурами и зернистой, ячеистой или

радиальной структурой. В скрещенных николях они серые, в отраженном свете темно-серые.

Гелифицированное вещество. В шлифах углей чаще всего прозрачно и имеет красный и буровато-красный цвет. В терригенных породах встречается редко в виде полос, обрывков и хлопьев неправильной формы. В отличие от гелифицированного вещества углей, оно всегда более темное или черное, и только в тонких шлифах прозрачно и имеет в проходящем свете буро-красный или ржаво-красный цвет. В скрещенных николях изотропно или просвечивает красным, в отраженном свете имеет серый или желто-серый цвет. Особенно характерно для терригенных пород бесструктурное гелифицированное детритовое вещество, рассеянное в карбонатном, глинистом или ином цементе, которое непосредственно не определяется в шлифах, но улавливается вследствие того, что усиливает общий рельеф и уменьшает («гасит») дупреломлением основного минерального компонента.

Для исследования состава органических остатков, содержащихся в малых количествах и неопределимых или трудноопределимых в петрографических шлифах, производят изучение концентратов — остаточной нерастворимой основной массы РОВ. Метод предложен Г. М. Парпаровой [1963 г.], техника описана в работе [11]. Г. М. Парпарова показала, что в основе остаточного рассеянного ОВ содержатся те же, что и в углях, микрокомпоненты — гелифицированные и фюзенизированные ткани, липоидные компоненты, водоросли и гелифицированное бесструктурное вещество. Изучение остаточного ОВ имеет важное значение еще и потому, что может сопровождаться измерением показателей преломления и отражательной способности витринита, значения которых возрастают с ростом интенсивности ката- и метагенеза (см. табл. 9). Поскольку рассеянное ОВ присутствует практически во всех породах, изучение оптических свойств витринита, так же как измерение температуры выгорания углерода для сильноизмененных пород [Иванова В. П. и др., 1969 г., 1974 г.], открыло возможности для создания универсальной шкалы корреляции зон вторичного преобразования в толщах различного состава, а также для решения многих других геологических задач [Влияние физико-геологических факторов... , 1979 г.].

IV

ГЛАВА

ЦЕМЕНТЫ

§ 1. МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА ЦЕМЕНТОВ

Хотя уже визуальная оценка образцов в поле или лаборатории дает представление о составе цемента (легко узнаются глауконитовый, карбонатный, глинистый, кварцевый, железистый и фосфатный цементы, особенно при применении микрохимических реакций, так же как без труда устанавливаются базальный или пойкилитовый морфологические типы), полное описание цемента может быть сделано только в шлифах, а затем уточнено применением иммерсионного, термического, рентгеноструктурного и других методов исследования.

Классификация цементов песчаных пород производится по ряду признаков: по составу, количеству и распределению в породе, по равномерности заполнения пространства, степени кристалличности, взаимоотношению с обломочными зернами и времени генерации. Признаки эти не соподчинены друг с другом, они равнозначны, поэтому классификации цементов строятся не по иерархическому признаку, а по принципу параллельных классификаций, отражающих разные стороны цементирующего вещества. Пока не сделаны попытки общей увязки подобных параллельных классификационных схем, возможно, из-за того что единая классификация по четырем-пяти признакам должна была бы быть крайне громоздкой и трудно читаемой. Однако связь между отдельно взятыми признаками очевидна: например, базальный цемент может быть полным, неполным, пятнистым, но не может быть островным или точечным, он может быть любым по степени кристалличности, а по взаимоотношению с обломочными зернами — цементом независимым, проникновения, коррозионным, замещения, редко бывает регенерационным и не бывает пленочным или крустификационным (последние признаки свойственны контурному цементу). Однако сейчас существующие зависимости одного признака цемента от другого удобней представлять не в единой классификационной схеме, а в качестве дополнительных пояснений при описании каждого признака в отдельности.

Микроскопическое описание цементов песчаников, начатое в 80—90-е годы прошлого века Н. Н. Миклухо-Маклаем, В. И. Лучицким, позже проводившееся Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, А. Н. Заварицким, П. П. Авудсиным, Л. В. Пустоваловым

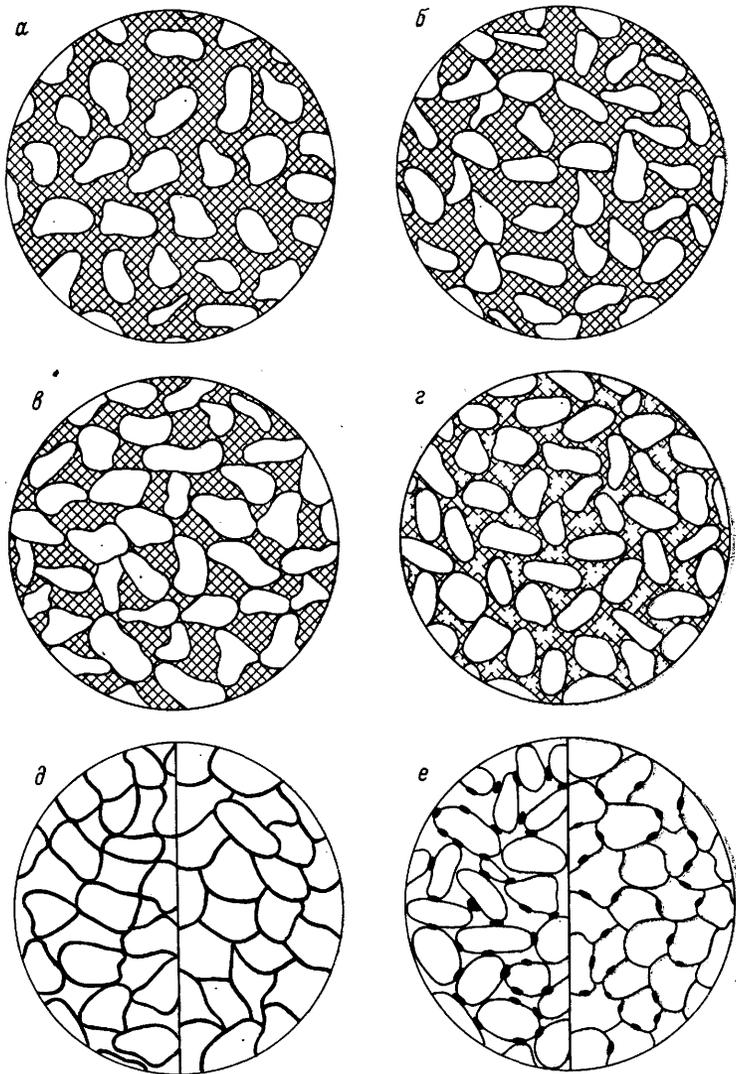


Рис. 11. Типы цемента по количеству и распределению в породе.
а — базальный; *б* — открытый поровый; *в* — закрытый поровый; *г* — неполный поровый; *д* — контурный; *е* — прерывистый контурный.

и другими петрографами (библиографию см. [34]), завершилось созданием М. С. Швецовым в 1948 г. [53] морфологической классификации, дополненной Л. Б. Рухиным [31, 38], которая чаще всего используется на практике. Вводя в нее некоторые изменения, следует выделять морфоструктурные типы цементов песчаных пород.

1. По количеству и распределению в породе (рис. 11) выделяют такие типы цементов:

Базальный. Является следствием высокого содержания цемента (40—50 %), в котором зерна «плавают», не соприкасаясь друг с другом. Базальные цементы могут быть любого состава (глинистые, карбонатные, кремнистые и др.) и, как правило, являются сингенетическими. Возможны также диагенетические и эпигенетические цементы, в последнем случае они обычно также коррозионные. При увеличении цемента до количеств, превышающих 50 %, порода получает название в соответствии с составом цементирующего вещества, само понятие о цементе теряет смысл, так как цемент становится главным породообразующим компонентом, а песчаная составляющая рассматривается как примесь.

Открытый поровый. Точнее, цемент открытых, не полностью ограниченных пор. В плоскости шлифа такой эффект может быть кажущимся из-за того, что плоскость шлифа проходит не через точки соприкосновения зерен, отчего зерна кажутся разъединенными цементом. Наблюдается при достаточно высоком (30—40 %) объеме цементирующего вещества или бесцементного порового пространства, в последнем случае — при слабом уплотнении, свойственном самым верхним уровням катагенеза.

Закрытый поровый (или собственно поровый). Все поры ограничены контуром обломочных зерен и заполнены цементом. Эффект соприкосновения всех зерен в плоскости шлифа может достигаться только при достаточно большой протяженности контактов между обломками, возможной на средних и нижних уровнях зоны катагенеза. Количество порового цемента при полном заполнении составляет 25—30 %, уменьшаясь до 20 % в породах с плохой сортировкой или измененных процессами глубокого катагенеза. Происхождение цемента, так же как и его состав, может быть различным; чаще всего — это цемент карбонатный катагенетический, но могут быть цементы измененные седиментационные и диагенетические глинистого, кварцевого, железистого или фосфатного состава.

Неполный поровый. Характеризуется неполным заполнением цементом порового пространства, что типично для молодых и современных песков, а в литифицированных толщах может быть связано также с последующим выносом вещества. Подобные цементы распространены, например, в девонских песчаниках Волго-Уральской области, являющихся коллекторами нефти благодаря неполному заполнению пор аутигенным кварцем.

Контурный. Развита только вокруг обломочных зерен, вдоль их контура. Часто такой цемент называют пленочным; это неточно, поскольку кристаллы кальцита, нарастающие на зерно, или кварц, образующий регенерационную кайму, нельзя назвать пленкой. Контурные цементы бывают разного состава и

в зависимости от этого имеют различное происхождение: глинистые и железистые — преимущественно седиментационные, фосфатные и глауконитовые — седиментационно-диагенетические, карбонатные и кремнистые — диагенетические и эпигенетические. Контурный цемент составляет небольшую часть породы, обычно не более 5—8 %.

Прерывистый контурный. Наблюдается в виде изолированных примазок или сгустков на поверхности зерен. Малое количество цемента может быть связано как с первичными процессами осаждения, так и с последующим выносом вещества. Когда фрагменты цемента присутствуют только в точках соприкосновения зерен, они называются цементом соприкосновения — явление, свойственное песчаным осадкам, активно проявляемым иловыми или подземными водами.

2. По равномерности заполнения порового пространства выделяются следующие типы цементов (рис. 12).

Сплошной равномерный. Содержится в одинаковых количествах и одинаково расположен по отношению к обломочным зернам на всей площади шлифа.

Сплошной неравномерный. Встречается на всей площади шлифа, но имеет в разных участках разное содержание или разное расположение относительно обломочных зерен (либо то и другое, поскольку оба признака часто взаимосвязаны).

Несплошной. Название может быть применено к цементу определенного состава и морфоструктурного типа, развитому не повсеместно, когда остаются отдельные участки, не занятые цементом данного состава. Участки, свободные от цемента, меньше по площади по сравнению с участками, где цемент присутствует. Преобладающий несплошной цемент противоположен пятнистому цементу, являясь как бы его негативным отображением.

Пятнистый. Образует пятна, сгустки, настолько крупные, что они включают много обломочных зерен; сгустки изолированы или соединяются между собой, однако их площадь меньше площади, свободной от цемента данного состава.

Островной. Представляет собой мелкие сгустки и изолированные участки, соизмеримые по величине с обломочными зернами или включающие некоторое ограниченное число обломочных частиц. Подобные образования возникают при седиментации или диагенезе или вследствие вторичного обособления вещества — карбонатного или кремнистого, освобождающегося при эпигенетическом разрушении неустойчивых минералов и обломков пород.

Точечный. Обособляется в виде мелких, меньше чем обломочные зерна, образований, часто они являются включениями внутри цемента иного типа.

3. По степени кристалличности цементы разделяются на типы:

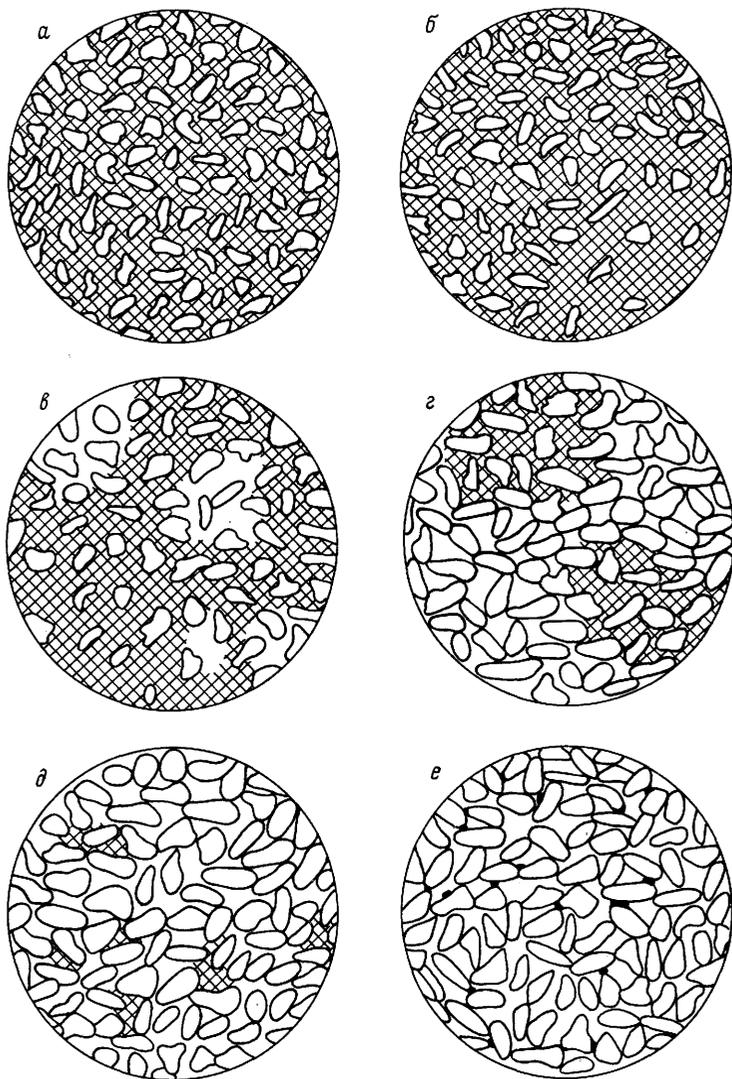


Рис. 12. Типы цемента по равномерности заполнения межзернового пространства.

а — сплошной равномерный; *б* — сплошной неравномерный; *в* — преобладающий несплошной; *г* — пятнистый; *д* — островной; *е* — точечный.

Аморфный. Изотропный в скрещенных николях, является, как правило, наиболее ранним по отношению к другим типам, формируясь в стадию отложения в виде пленок вокруг зерен, сгустков, микролинз или при диагенезе путем выполнения пор.

Микрокристаллический. Характеризуется появлением микрокристаллов размером менее 0,005 мм, часто на фоне основной аморфной массы. Так же как и другие кристаллические цементы, кроме пойкилитового, может формироваться на разных стадиях образования осадка — от седиментационной до метагенеза. Степень кристалличности цементов может указывать на вероятное время его образования и в еще большей степени — на время его раскристаллизации: чем полнее кристалличность и больше кристаллы, тем больше вероятность образования цемента в наиболее поздние стадии, связанные с погружением и затем с поднятием и проявлением процессов гипергенеза.

Мелкокристаллический. Характеризуется размерами кристаллов, которые меньше среднего размера обломочных зерен.

Мозаичный. Имеет кристаллы, соизмеримые с цементируемыми обломками зерен.

Агрегатный. Точнее, образующий агрегаты с включением немногих обломочных зерен, захваченных в процессе роста монокристаллов цемента. Под микроскопом кристаллы такого цемента в 2—3 раза больше включенных в них обломочных зерен.

Пойкилитовый. Образует крупные монокристаллы, захватывающие большое число зерен. Пойкилитовый цемент хорошо проявляется под микроскопом одновременным погасанием и просветлением больших участков шлифа, а в образцах — блестящими поверхностями скальвания, напоминающими плоскости спайности минералов. Кристаллизуется пойкилитовый цемент в консолидированной породе при катагенезе за счет вещества, обычно приносимого извне одновременно с кристаллизацией.

4. По взаимоотношению с обломочными зернами выделяются три группы цементов: независимой цементации, конструктивных цементов и деструктивных цементов (рис. 13).

А. Независимой цементацией называется явление, когда вещество цемента не ориентируется каким-либо образом и не взаимодействует с веществом обломочных зерен.

Б. Конструктивные цементы ориентированы относительно обломочных зерен, что сопровождается увеличением суммарного объема, занимаемого обломочными зернами и нарастающими вокруг них частицами цемента. В этой группе выделяются следующие типы цементов.

Пленочный. Обволакивает обломки тонкой аморфной пленкой; в последней могут проявляться микрокристаллы, ори-

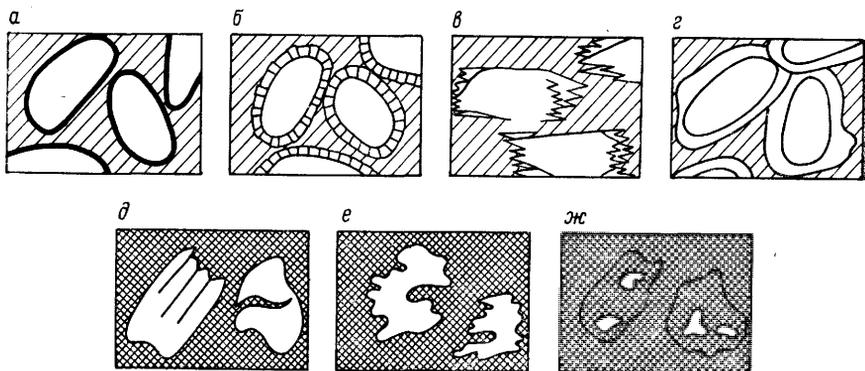


Рис. 13. Типы цемента по взаимоотношению с обломочными зернами.
а — пленочный; *б* — кристификационный; *в* — неравномерного нарастания; *г* — регенера-
 ционный; *д* — проникновения; *е* — коррозионный; *ж* — замещения.

ентированные параллельно или беспорядочно относительно поверхности обломочных частиц. Пленочными чаще всего являются глинистый, железистый и фосфатный цементы, образующиеся в зоне выветривания материнских пород, при переносе и отложении, реже в раннем диагенезе.

Крустификационный (или обрастания). Характеризуется развитием кристалликов цемента, ориентированных перпендикулярно к поверхности обломочных частиц и образующих вокруг них непрерывную оторочку. Кальцит и апатит более всего способны образовывать крустификационные каемки, возможны каемки кварцевые. Формируется обычно в стадию диагенеза, а в породах, промываемых грунтовыми водами, также в стадию начального катагенеза.

Неравномерного нарастания. Специфическое проявление взаимодействия вещества цемента (или матрикса) с обломочными зернами. Происходит в породах определенного состава — граувакках, аркозо-граувакках и туфогенных песчаниках — на стадии их глубокого преобразования в условиях стресса. В направлении, перпендикулярном к давлению, по периферии обломков кристаллов кварца, альбита и некоторых тяжелых минералов развиваются кварц-альбит-хлоритовые агрегаты тонких удлиненных кристаллов, часто содержащие также карбонаты, эпидот и другие минералы. Развитие подобных «бородатых» зерен приводит к росту кристаллов в направлении, перпендикулярном к давлению, при частичном их растворении вдоль направления напряжений.

Регенерационный. Проявляется в наращивании обломков цементом того же состава с той же оптической ориентировкой, что под микроскопом проявляется в одновременном погасании и просветлении обломочного зерна и регенерационной каймы. Регенерационным цементом является обычно кварц,

хотя регенерацию можно наблюдать также у обломочного альбита, калиевых полевых шпатов, циркона, рутила, гранатов, турмалина и других минералов, устойчивых при повышенных p — T -условиях.

Явления регенерации могут осуществляться на всех стадиях существования осадков и осадочных пород от раннего диagenеза до метагенеза. Признаки регенерации хорошо устанавливаются по присутствию на границе зерна и новообразованной каймы мельчайших минеральных примесей, микропузырьков газа и гранулированного кварца — халцедона. Разрушение границ между зернами и регенерированной частью происходит вблизи зоны зеленосланцевого метаморфизма вследствие рекристаллизационного бластеза — бластического замещения минерала веществом этого же минерала, например кварца — кварцем [33]. В явлениях регенерации ярко проступает минералообразующая, конструктивная сторона, однако следует иметь в виду, что в данном процессе существует и деструктивная сторона, обеспечивающая появление свободного кремнезема и проявляющаяся хоть и менее ярко, в следах растворения на границах зерен в виде следов внедрения, микростилолитовых сочленений и реликтов гранулированных кристаллов.

В. Деструктивные цементы взаимодействуют с веществом обломочных зерен, проникают или замещают их частично или полностью. Образуются следующие типы цементов.

Проникновения. Явления проникновения цемента в обломочные зерна без их замещения осуществляются по трещинам разрыва или спайности в трещиноватых обломках кварца, полевых шпатов, в обломках кремнистых или метаморфических пород. Трещиноватость зерен особенно проявляется в толщах, не принадлежащих глубоким зонам эпигенеза, но подвергшихся механическим дислокациям. Цементом, проникающим в зерна, чаще всего является глинистое вещество, карбонаты, гипсы, соли.

Коррозионный (или цемент разъединения). Характеризуется проникновением и частичным замещением обломочных зерен веществом цемента. Зерна приобретают неправильные, извилистые контуры, часто происходит разъединение зерен на фрагменты, которые узнаются только по совместному погасанию и просветлению при повороте столика микроскопа. Коррозии подвергаются любые обломочные зерна. Коррозионный цемент по составу чаще всего карбонатный, кальцитовый, и обычно тем более агрессивен, чем его больше по количеству.

Замещения. Проявляется в замещении веществом цемента обломочных частиц, от которых остаются фрагменты, реликты или только контуры, «тени» первоначальных зерен.

Кроме общих структур замещения, наблюдаемых, например, в корах выветривания при развитии каолинита или каолинита с гидрослюдой по полевым шпатам, или в вулканических туфах, замещенных монтмориллонитом, которые с известной оговор-

кой можно отнести к образованиям рассматриваемой категории, существуют многочисленные проявления прямого замещения минеральных компонентов веществом цемента: карбонатным — зерен кварца и полевых шпатов, кремнистым — карбонатных обломков и органических остатков, фосфатным и глауконитовым — кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых обломков, слюдисто-хлоритовым — обломком эффузивных пород и т. д.

5. По времени образования цементы подразделяются на: 1) седиментационные, 2) сингенетичные, 3) диагенетические, 4) катагенетические, 5) метагенетические, 6) гипергенные. Задача по установлению времени формирования цементов, как правило, решается с привлечением многих данных минералогического, петрографического и геологического характера. В этом разделе мы не будем на этом останавливаться, поскольку эти вопросы в значительной степени составляют содержание последующих глав.

6. По количеству минеральных типов в одной породе и по времени генерации их относительно друг друга цементы той или иной породы могут быть моно-, би-, три- и полиминеральными. Каждый минеральный тип выступает в качестве самостоятельной морфоструктурной категории, требующей отдельного рассмотрения и описания; после чего следует рассмотрение соотношений между минеральными типами.

Например, в породе присутствуют три минеральных типа цемента: железистый — контурный, равномерный, аморфный, пленочный; кварцевый — контурный, равномерный, мозаичный, регенерационный; карбонатный — закрытый поровый, пятнистый, пойкилитовый, коррозионный. Задача заключается в наблюдении за соотношением различных типов цементов друг с другом, последовательностью генерации и условий образования. Результаты наблюдений, например, могут привести к выводу, что наиболее ранним седиментационно-сингенетичным цементом является железистый, указывающий на окислительную обстановку накопления осадка, следующим по времени — кварцевый цемент, получивший развитие в результате общего высокого содержания кремнезема в обломочно-кварцевой толще, и последним — кальцитовый цемент, формировавшийся при незначительном погружении толщи в зону гидрокарбонатных вод.

Не менее важным показателем, особенно с практической точки зрения, является характеристика того, что является дополнением к тому или иному типу цемента — цемент другого состава или свободное межзерновое пространство. Например, при преобладающем несплошном цементе (см. рис. 12, б) участки, свободные от цемента данного типа, могут быть заполнены сгустковым цементом иного состава (см. рис. 12, г), а могут быть лишены цемента. В последнем случае эти свободные межзерновые промежутки заслуживают не менее детальной характеристики, чем собственно цемент, и по возможности их объемы

должны быть оценены количественно путем подсчета площади, занятой ими на плоскости шлифа.

Это дает возможность произвести количественную характеристику степени заполнения межзернового пространства в виде коэффициента заполнения K_3 , зависящего от площади цемента $S_{ц}$ и от площади свободного межзернового пространства S_c :

$$K_3 = S_{ц} / (S_{ц} + S_c).$$

Коэффициент K_3 может служить дополнением к инструментально определяемым величинам — пористости и проницаемости, — способствуя лучшему пониманию этих признаков. Определение его производится для всей площади шлифа, а по сериям шлифов — для пластов и пачек.

Песчаные осадки и породы могут быть лишены цемента. В простом случае — это отложения со свободным поровым пространством между обломочными зернами. Многие современные пески, образованные в зонах пляжа, прибрежных баров, подводных валов и течений лишены глинистого или какого-либо другого заполнителя [24]. Однако в ископаемом состоянии бесцементные пески с неизменной псаммитовой структурой встречаются крайне редко, хотя и описаны в литературе. Например, Л. Н. Лашковой [1980 г.] они исследовались в составе среднекембрийских отложений Калининградской области для глубин около 2000 м. Можно определенно утверждать, что все песчаные породы с псаммитовой структурой, за редкими исключениями, имеют то или иное количество цемента. Положение меняется в зоне глубокого катагенеза, где одновременно с образованием конформных структур (рис. 14), возникающих в результате частичного растворения и регенерации одних зерен (кварца и альбита) и раздавливания других (измененных калиевых полевых шпатов, большинства плагиоклазов, глинистых, эффузивных, алевритовых обломков), происходит отжатие сульфатных, карбонатных и некоторых других цементов. Бесцементные песчаники с конформными структурами распространены чрезвычайно широко в верхних этажах докембрийских щитов и в складчатых областях фанерозоя, где они представлены различными породами — от зрелых кварцевых песчаников до крайне незрелых ультрамафических и основных и полимиктовых граувакк. Если в кварцевых песчаниках развитие мозаичных структур без признаков регенерационного кварца можно объяснить еще рекристаллизационным бластезом кварца, то в полимиктовых породах — только растворением и выносом цементирующего вещества — процессом, по-видимому, широко идущим в природе, с чем, кстати сказать, должно быть связано наблюдающееся увеличение минерализации подземных вод с возрастанием глубины их залегания.

Дальнейшее видоизменение бесцементных пород с мозаичными структурами протекает по-разному в зависимости от их состава. В кварцевых и олигомиктовых песчаниках конформные

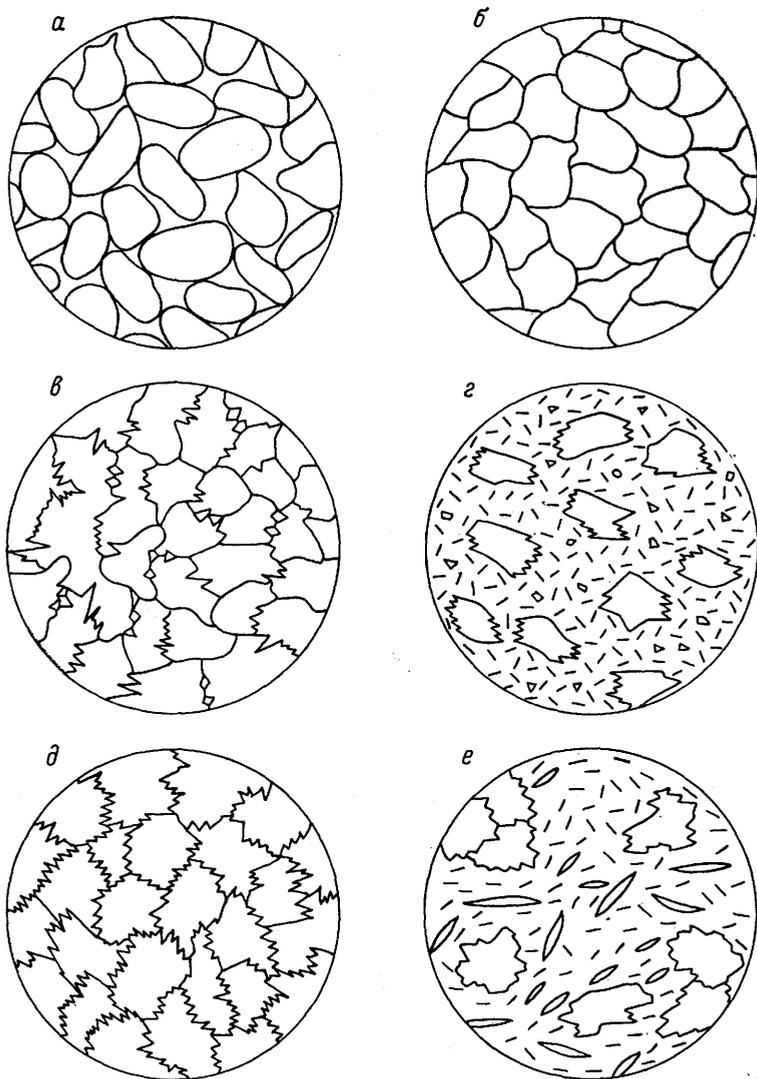


Рис. 14. Структуры бесцементных пород.

а, б — в зоне катагенеза: *а* — бесцементная псаммитовая, *б* — конформная; *в, г* — в зоне метагенеза: *в* — начально-бластическая; *г* — обломочно-матриксная; *д, е* — в зеленосланцевой зоне: *д* — гранобластовая; *е* — фибро-лепидогранобластовая.

структуры сменяются начально-бластическими в зоне метагенеза и гранобластовыми в зоне зеленосланцевого метаморфизма, в полимиктовых песчаниках обломочные зерна пород и полевых шпатов, замещаясь мелкочешуйчатыми серицитом, хлоритом, кварцем, эпидотом, актинолитом, теряют ограничения и

превращаются в единую массу, вмещающую обломки кварца и альбита — матрикс особого рода, характерный для зоны метазенеза. Дальнейшее его видоизменение приводит к формированию лепидогранобластовых или фибро-лепидогранобластовых структур зеленосланцевой зоны метаморфизма.

Самостоятельным разделом петрографии является учение об аутигенном заполнителе породы в ее макротекстуре, наблюдаемой в обнажении или достаточно большом образце. Аутигенный заполнитель может быть равномерным или локально концентрированным, образующим отчетливо выраженные конкреции, секрети, септарии, жеоды и некоторые другие формы. Проблемами конкреций — их составом, классификацией, генезисом — занимались А. В. Македонов, Г. И. Бушинский, П. В. Зарицкий, А. И. Сидоренков и др. По классификации Я. Э. Юдовича [1980 г.], все породы в зависимости от количества аутигенного вещества, способного к локальной концентрации, т. е. конкрециеобразователя, могут быть построены в непрерывный ряд от пород, лишенных конкрециеобразователя, до собственно конкреций, где аутигенный компонент не только заполняет промежутки, но и метасоматически замещает исходный осадок.

Количество, структура, состав и другие признаки цементов в песчанниках могут изменяться по вертикали и по простираению пласта в зависимости от того, какое количество конкрециеобразующего компонента содержит пласт. Понятием о конкрециеобразователях оперируют далеко не всегда, а лишь в случаях отчетливо выраженных конкреций, однако конкреции — это лишь частный случай проявления признака однородности — неоднородности цементации осадочных, в том числе песчаных пород.

Количество цемента, его состав и агрегатное состояние, по существу, определяют окраску песчаных отложений. В сравнительно немногих случаях, когда породы лишены цемента, их цвет зависит от окраски породообразующих компонентов. Поскольку чаще всего кварц белый, кислые плагиоклазы светло-серые, средние — темно-серые до черных, основные — темно-серые, калиевые полевые шпаты розовые до мясо-красных, кремнистые обломки серые с зеленоватыми оттенками до черных, вулканогенные зелено-серые до грязно-темно-зеленых, обломки терригенных пород разнообразны по цвету с преобладанием серых, зеленоватых тонов, глауконит зеленого до бурого, эпидот светло-зеленого, хлориты зеленого цвета, то основные минеральные типы песчанников при отсутствии в них цемента характеризуются преобладанием определенных окрасок. Например, мономинеральные кварцевые пески белого цвета, кварцевые глауконитовые — зеленого, аркозы — красновато-розового, полимиктовые граувакки — серого, вулканокластические граувакки — от серого до густо-зеленого. Редкие минеральные типы песчаных отложений могут обладать специфической окраской в соответствии с господствующими в них минеральными компонентами. Так, встречаются розовые гранатовые (альмандиновые) пески и песчаники, фиолетово-красные цирконовые, черные ильменитовые и магнетитовые. В общем случае, однако, окраска песчаных пород определяется не составом обломков, а составом цемента и примесями в цементе. Наиболее распространенными являются цвета:

— белый, свойственный карбонатному и гипсовому цементу, глинистому каолинистому, кремнистому (опаловому или кварцевому):

— желтый, определяемый малыми (менее 1 %) содержаниями гётита, гематита или феррогеля из смеси различных железистых минералов;

— красный, зависящий от высокого содержания аморфных гелей гидроокислов железа. По наблюдениям Ю. П. Селиверстова [1978 г.] над корами выветривания, обусловлен не столько рассеянными гидроокислами железа, сколько тонкодисперсным состоянием вещества в целом;

— бурый, обусловленный присутствием смеси железистых минералов — лимонита при наличии гётита или гематита, а также окисленного глауконита или лептохлоритов;

— серый, зависящий от присутствия малых (1—2 % ОВ) рассеянных включений сульфидов железа или кальциево-фосфатных минералов. Существует прямая корреляционная зависимость интенсивности серого цвета от количества ОВ [31];

— черный, появляющийся от большого (более 3 %) содержания ОВ, кальциевых фосфатов, имеющих, как правило, примесь органических соединений и поэтому темноокрашенных, или от окисных соединений марганца;

— зеленый, обусловленный присутствием глауконита, лептохлоритов, хлорита, эпидота, актинолита;

— темно-зеленый, блеклый, связанный с присутствием темноцветных, обычно вторичных минералов — эпидота и железистых хлоритов в смеси с некристаллическими продуктами изменения силикатов или органическим веществом;

— голубой, встречающийся редко, может быть связан с цестонином, ангидритом, иногда с гипсом.

§ 2. МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ ЦЕМЕНТОВ

Глинистые цементы. Большинство из них являются результатом осаждения тонких фракций одновременно с песчаным материалом. Возможно образование глинистых цементов вследствие вмывания пелитовых фракций в каркас из движущегося или неподвижного только что осажденного песка или вмывания их в пористую песчаную породу подземными водами (антисуффозия). Первоначальный минеральный состав глинистых цементов определяется составом материнских пород и условиями отложения осадка (см. гл. III, § 2, разд. Глинистые минералы).

С погружением на глубину происходит: 1) отжатие воды из глинистых минералов, перераспределение вещества в межзерновом пространстве и частичный вынос щелочей и щелочных земель; 2) формирование преимущественно порового типа цемента за счет выжимания его из участков, расположенных в местах сближения зерен; одновременно возможно появление новообразований в цементе в виде слюдистого вещества, хлорита

и кристаллического кремнезема; 3) усиление перекристаллизации, увеличение размеров кристаллов глинистых минералов и кристаллов хлорита, альбита, кварца, эпидота, актинолита и др., усиление связи между ними за счет развития взаимопроникающих контактов.

Эпигенетическая минеральная перестройка глинистого цемента песчаников осуществляется раньше, чем перестройка вещества глинистых пород, и характеризуется общим упрощением минерального состава с тенденцией к образованию устойчивой системы гидрослюда — хлорит. Данные Б. К. Прошлякова [28], И. Д. Зхуса и др. [4], Дж. Болса и С. Франка [Boles D., Frank S., 1978 г.] и других авторов позволяют говорить, что в условиях простого погружения и нормального геотермического градиента обособляется несколько зон трансформации глинистых минералов цемента песчаников.

Верхняя зона (до 2000 м) — слабых изменений минеральных компонентов и сохранности в определенных пределах седиментационно-диагенетических глинистых минералов. У нижней границы завершается переход монтмориллонита и дегидратированных гидрослюд в смешанослойные минералы. В породах, богатых ОВ, за счет реакции хлорит + гидрослюда, а также за счет железа, сорбированного глинистыми частицами, возможно образование биотита. В условиях миграции пресных вод, поступающих с поверхности в пласты песчаных пород, залегающих на небольшой глубине, может формироваться аутигенный каолинит в виде хорошо выраженных кристаллов.

Зона 2000—3500 м — резкого уменьшения разбухающих слоев в смешанослойных фазах и сокращения каолинита, переходящего в хлорит в результате присоединения железа и магния.

Зона 3500—5000 м — завершения перестройки смешанослойных фаз, исчезновения каолинита (за исключением отдельных «запечатанных» зерен) и формирования ассоциации слабогидратированная слюда — хлорит.

Зона глубже 5000 м — существования слюдисто-хлоритовой ассоциации и разложения биотита.

Эпигенетические преобразования сопровождаются сменой политипов слюд $1M_d$ и $1M$ на $2M_1$, увеличением остроты пика 10 \AA у гидрослюда в связи с упорядочением ее структуры и возрастанием магнезиальности хлоритов. В складчатых областях вследствие стрессовых напряжений мощности зон трансформации настолько сокращаются, что глубокие преобразования, вплоть до метаморфизма, могут протекать на глубинах менее одного километра [52].

Гипергенные процессы также способны формировать глинистые цементы в зонах морозного выветривания и в элювии гумидных умеренных и в особенности тропических зон. В последних весьма широко развиты глинистые цементы и горизонты глин, развивающиеся за счет биохемогенного преобразования обломков пород, полевых шпатов и других минералов.

Близок к глинистому глауконитовый цемент, приуроченный преимущественно к кварцевым, олигомиктовым, реже полевошпатсодержащим породам. В осадочных толщах глауконит сохраняется длительное время (в разрезах рифея во всяком случае он еще широко распространен). Хорошо сохраняется в условиях слабых и умеренных погружений, при этом в процессе структурной перестройки породы механически отжимается в поры, в участки, свободные от контактов зерен, и в трещины. При погружениях свыше 3—3,5 км, а также в условиях складчатости на меньшей глубине глауконит неустойчив и распадается, образуя смеси мусковит — биотит или мусковит — хлорит.

Карбонатные цементы. Так же как глинистые, широко распространены, хотя, по-видимому, в несколько меньших масштабах. Глинистые и карбонатные цементы в известной мере являются антиподами в зоне седиментации, поскольку развитие того или другого типа характеризует степень отмывки песчаных осадков от глинистых фракций. Карбонатные и кремнистые цементы противоположны по своей природе на всех этапах существования осадков и осадочных пород, так как направленные изменения факторов, способствующих осаждению карбонатов (T , p , pH и ряд других), одновременно создают условия для растворения кремнезема. Совместное нахождение карбонатного и кремнистого цемента в породе предполагает одновременность их образования.

Большинство карбонатных цементов являются первичными, седиментационными. Возможны три способа отложения карбонатного вещества в осадок, два из них очевидны, третий гипотетичен.

Первым способом отложения является выпадение карбонатных частиц из взвесей одновременно со всем песчаным материалом в делювии, пролювии, аллювии и в различных водоемах аридных зон. Широко распространено накопление терригенных карбонатов в областях лавинной седиментации.

Второй способ отложения карбонатного вещества включает биогенную садку, осуществляющуюся одновременно с песчаным материалом. Процесс этот происходит сейчас на шельфах многих теплых морей, он отражен во многих ископаемых осадках, особенно развитых на платформах — Русской, Северо-Американской и др.

Возможности химического осаждения карбонатов (третий способ отложения) в осадках водоемов ограничены вообще [39]; еще большие ограничения должны быть в отношении осадков карбонатно-терригенных, поскольку факторы, способствующие переносу и отложению обломочных частиц, в общем случае препятствуют карбонатному пересыщению. Разбирая вопросы происхождения карбонатов в цементе песчаников, Ф. Петтиджон и другие исследователи пришли к выводу, что «ни речная, ни морская вода здесь не может обеспечить осаждения карбоната, а цементация, вероятно, происходит вследствие растворения

захороненных карбонатных раковин поровыми водами...» [24, с. 379].

В диагенезе осуществляется частичное или полное растворение раковин и обломков, перераспределение карбонатов и образование кристаллическизернистых масс. Одновременно происходит пополнение осадков карбонатами магния, железа и марганца за счет выпадения из иловых вод, разложения органики и разрушения нестойких силикатов. В результате этого в зависимости от общего потенциала тех или иных элементов, солености, рН и Eh среды и газового состава может осуществляться диэгенетическая садка доломита, магнезита, сидерита, анкеритов, родохрозита и др., часто со следами метасоматического замещения, признаками новообразований и реликтами обломочных и биогенных компонентов.

Если видны органогенные структуры или их реликты, присутствует арагонит, всегда биогенный, сохраняются обломочные зерна или, наоборот, проявляются структурные признаки новообразований в виде инкрустационных и кристификационных каемок, продуктов выполнения полостей и т. д., седиментационный материал может быть отделен от диэгенетического. При отсутствии признаков замещения разграничить их становится трудно. М. Магаритцем и др. [Magaritz M. e. a., 1972 г.] производилась диагностика органогенных и других карбонатов по отношению изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Метод дал хорошие результаты, однако возможности его ограничены технически, видимо, он применим только к современным и молодым осадкам.

Степень раскристаллизации цемента в диагенезе и начальном катагенезе определяется структурой порового пространства и составом заполняющего вещества. Решающее значение на первых этапах кристаллизации имеет примесь коллоидного вещества — глинистого, железистого, органического. В зависимости от количества коллоидного вещества [Муравьев В. И., 1971 г.] будут формироваться только скрытокристаллические (когда его много), сферолитовые, сноповидные, инкрустационные или крупнокристаллические структуры карбонатов, в первую очередь кальцита (когда его мало). Способность к кристаллизации у карбоната кальция коррелятно связана со способностью замещать другие минералы, обычно в последовательности: средний плагиоклаз — амфиболы — биотит — калиевый полевой шпат — белая слюда — кварц — альбит. Поэтому базальные пойкилитовые цементы кальцита чаще других сопровождаются коррозионными структурами и структурами замещения.

В приповерхностных условиях областей с семиаридным и субтропическим климатом часто формируются экзодиэгенетические формы карбонатных цементов в карбонатных корах — каличе, калькретах или нари. Большинство из них [36] образуется вследствие переотложения рассеянных карбонатов грунтовыми водами, главным образом при их длительном подтоке снизу вверх. Формирование наземных «каличеподобных отложений,

Рис. 15 Зависимость распространения карбонатных минералов в цементе песчано-алевритовых пород от содержания в нем карбонатов магния и железа (по В. И. Муравьеву [1971 г.]).

цементированных преимущественно доломитом, возможно на морских побережьях вследствие подтока вод из прилежащих бассейнов и их миграции в сторону суши, последующего поднятия по капиллярам и испарения вблизи поверхности [9].

Судя по материалам, полученным по областям направленного погружения, признаки карбонатного цемента, свойственные приповерхностным условиям, сохраняются до глубин 800—1000 м. Ниже начинаются следующие процессы: 1) интенсивный вынос карбонатов и формирование порового типа цементации; 2) раскристаллизация; 3) замещение карбонатами обломочных зерен и глинистого цемента — их «поглощение»; 4) ассимиляция содержащегося в цементе магния, железа и марганца карбонатными минералами и образование ассоциаций, состав которых зависит от общего содержания отмеченных элементов в цементе (рис. 15).

Постепенная декарбонатизация песчано-алевритовых пород в условиях однонаправленного погружения [28] фиксируется до глубин 2000—2500 м, ниже, в интервале глубин 2500—4500 м, она приостанавливается и даже может наблюдаться усиление роста карбонатных минералов, а затем вновь происходит их разрушение с сохранением лишь отдельных фрагментов, частью унаследованных, частью сопровождающих распад силикатов в зоне глубокого катагенеза и метагенеза. Возможно, именно декарбонатизацией на глубине, которую Л. Б. Рухин в 1956 г. считал одним из основных признаков прогрессивного эпигенеза, следует объяснять низкое содержание карбонатов в толщах, отвечающих ранним и средним этапам развития складчатых областей Урала, Тянь-Шаня, Кавказа и др. Подмеченная еще в 1949 г. С. Толменом тенденция к преобладанию карбонатного цемента в молодых, а кремнистого в древних песчаниках, отражает, по-видимому, в наиболее общем виде процессы декарбонатизации терригенных толщ на протяжении геологической истории. Таким образом, при всем многообразии карбонатной

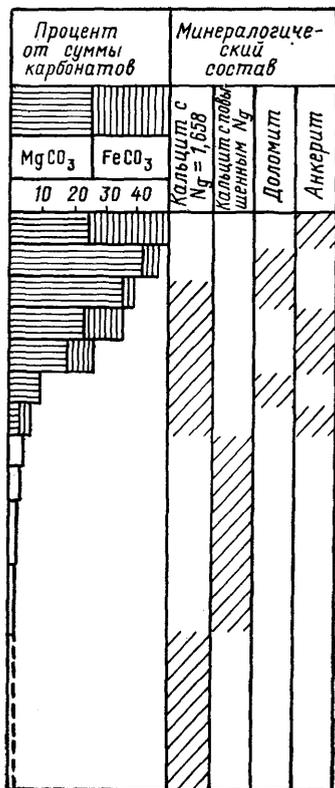




Рис. 16. Схема образования и преобразования карбонатных цементах песчаных пород.

цементации, общая схема которой показана на рис. 16, в ее проявлении устанавливается отчетливая цикличность от максимума развития в приповерхностных условиях до почти полного разрушения на глубине вблизи нижней границы существования осадочных толщ.

В телах, выведенных в приповерхностные части литосферы, осуществляется их вторичная карбонатизация. Это может быть региональная карбонатизация, которую Л. Б. Рухин назвал регрессивным эпигенезом, и локальная, которую связывают часто с развитием отдельных месторождений и рудопоявлений. Локальная карбонатизация вызывается обычно растворами специфического состава, образующими ограниченные по размерам тела смитсонит-церусситовых, церуссит-витеритовых, стронцианитовых, содовосодержащих, в том числе давсонитовых пород. По-видимому, во всех случаях источниками гидрокарбонатных вод являлись региональные процессы декарбонатизации пород на глубине; дальнейшая спецификация карбонатных растворов определялась теми образованиями, которые они могли растворить при миграции снизу вверх.

Кремнистый цемент. Кремнезем в цементе может быть представлен опалом, люссатитом, халцедоном и кварцем. Цементация опалом, люссатитом и халцедоном распространена значительно меньше, чем цементация кварцем, во-первых, потому, что аморфная и скрытокристаллическая разности кремнезема свойственны только отложениям молодого возраста и в процессе старения они переходят в кварц, а во-вторых, вследствие возможного прямого осаждения кварца из растворов. Цемент из опала или из опала с люссатитом может быть контурного, порового или даже базального типа, халцедон образует сноповидные агрегаты, сферолиты или щеткообразные нарастания вокруг зерен. Аутигенный кварц распространен либо в виде кристалликов, рассеянных в цементе иного состава, чаще всего глинистом, либо, и это его наиболее типичная форма, в виде регенерационных кайм, достраивающих обломочные кварцевые зерна.

Граница между обломочным зерном и аутигенной каймой обычно подчеркивается включениями минералообразующей среды; она также может быть лишена посторонних примесей, но содержать глобулярные и микрокристаллические выделения кремнезема и мельчайшие пустоты, запечатанные в процессе роста регенерационной каймы. Природа подобных границ выявляется сканирующим микроскопом, а под поляризационным микроскопом они могут наблюдаться в виде полоски Бекке. Возможны случаи, когда только катодолюминесценция обнаруживает аутигенные обрастания зерен [62]. Наконец, первоначально существовавшие регенерационные каймы могут не проявляться вовсе вследствие рекристаллизационного бластеза при метагенезе и метаморфизме. Здесь само понятие регенерационных кайм теряет смысл, однако явления регенерации, предшествовавшие бластезу, важны, так как влияют на размеры и форму новообразованных кристаллов.

По времени и условиям образования, по-видимому, можно выделить три типа кремнистой цементации: свободная поровая во время диагенеза и начального катагенеза, цементация под давлением при ката- и метагенезе и цементация в корях выветривания.

Диагенетическая цементация только предполагается для ископаемых отложений, поскольку в современных водоемах выпадение химического кремнезема не происходит, а диагенетическое осаждение его нигде не наблюдалось. Основанием для предположения о возможности диагенетического окремнения и развития соответствующего типа цемента являются: 1) распространение в современных осадках иловых вод, пересыщенных кремнеземом; 2) широкое развитие кварцевой цементации в молодых отложениях типа палеогеновых песчаников Украины, не претерпевших больших погружений; 3) наличие структур, образованных опалом, халцедоном или кварцем, типа изображенных на рис. 17, а, б, где появление кремнезема не сопровождается структурами растворения.

Реально наблюдаемым процессом современной поверхностной цементации кварцем является образование силькретов и близких к ним образований в пустынях. Современные силькреды, отдельные из которых располагаются в основании сыпучих песков, описаны Б. М. Михайловым и Г. В. Куликовой [1977 г.] в Южной Африке и пустыне Калахари; образование их связывают с капиллярными поднятиями кремнистых зольей. Ископаемые силькреды описаны в мезозое Западной Сибири [Коры выветривания Сибири, 1979 г.].

Большая часть кварцевых цементов формируется как составная часть проявления катагенеза и метагенеза. Для этого вида кварцевой цементации устанавливаются следующие закономерности.

1. Зависимость от давления, вызванного погружением или горизонтальным сжатием. В молодых областях погружения типа

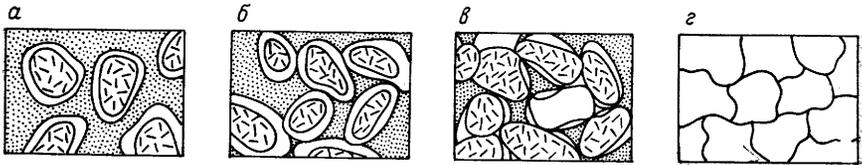


Рис. 17. Возможные соотношения регенерированных зерен кварца в пространстве, отражающие способ образования и преобразования регенерационных кайм.

а — регенерированные зерна свободно располагаются в межзерновом пространстве или цементе иного состава; *б* — регенерированные зерна вместе с регенерационными каймами проникают друг в друга; *в* — обломочные зерна проникают друг в друга, регенерационные каймы образуются на несприкасающихся свободных участках; *г* — мозаичная структура, образованная зернами, прошедшими рекристаллизационный blastesis.

Прикаспийской впадины и Предкавказья регенерации кварца кварцем в бесцементных породах появляется на глубинах 2000 м и достигает максимума на глубине 4500—5000 м [28]. Ниже, видимо, растворение под давлением опережает регенерацию. Стрессовые напряжения приводят к кварцевой цементации на меньших глубинах, хотя истинные значения погружения в складчатых областях, где они развиты, определяются очень приблизительно.

2. Зависимость масштабов кварцевой цементации от геологического времени. Чем моложе отложения, тем на больших глубинах в областях простого погружения проявляется цементация кварцем. Так, в неогеновых отложениях Апшеронского полуострова регенерация кварца появляется на глубинах 4500 м, в девоне Тимано-Печорской впадины — на глубинах 2600—3000 м. Верхние части разрезов докембрийских щитов расположенные вблизи поверхности, всегда несут признаки регенерации кварцем.

3. Зависимость от состава. Первоначально бесцементные породы раньше подвергаются окварцеванию, чем породы с цементом, а среди бесцементных — кварцевые и олигомиктовые раньше полимиктовых. Карбонатный цемент, даже в небольших количествах, затрудняет окварцевание. Присутствие глинистого цемента снижает масштабы окварцевания, а при 45—50 % глинистого компонента регенерация не проявляется.

4. Зависимость от мощности песчаных слоев. Более интенсивно окварцованы маломощные песчаные и алевроитовые пласты, залегающие среди глинистых пород.

В конкретных разрезах и пересечениях могут наблюдаться закономерности иные и даже обратные отмеченным, однако, чем мельче масштаб наблюдений, тем более отчетливы не случайные отклонения, а отмеченные общие тенденции. Простейшим случаем окварцевания при катагенезе является локальное перераспределение кварца по принципу Рике (см. рис. 17, *в*). В условиях стресса растворение кварцевых обломков и силикатных

минералов происходит в направлении давления, а отложение кварца отмечается в теневых участках, ориентированных по нормали к направлению максимальных напряжений. Большую роль играет также преобразование глинистых минералов в пластах и пачках алеврито-глинистых и глинистых пород, в пределах которых создаются многочисленные центры кристаллизации аутигенного кварца и откуда, кроме того, осуществляется его вынос в соседние песчаные пласты. На стадиях глубокого катагенеза и метагенеза масштабы растворения кварца под давлением увеличиваются как в местах соприкосновения зерен, что сопровождается явлениями инкорпорации, микростилолитизации и грануляции, так и вдоль секущих и слоевых трещин, по которым часто развиваются микростилолитовые поверхности. Вследствие сокращения порового пространства освобождающийся кремнезем лишается возможности формировать регенерационные структуры и осаждается в возникающих при деформациях свободных полостях, образуя значительные сегрегационные линзы, прослой и выполняя секущие трещины.

Окисно-железистый цемент. Окислы и гидраты окислов железа могут присутствовать в тонкодисперсном состоянии внутри глинистого цемента, образовывать сгустки и хлопья между зернами или облекать их, образуя рубахи, хорошо видимые под микроскопом в проходящем и отраженном свете. Внешним выражением окисно-железистых цементов является красная окраска пород и толщ. Наиболее отчетливо красноцветность проявляется при совмещении следующих условий: 1) количество свободных окислов $>1\%$, обычно составляет 4—5, иногда достигает 8 и даже 50% ; 2) соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 2$; 3) преобладают рассеянные дисперсные формы окислов железа; 4) основным минеральным видом среди железистых минералов является гематит. Невыполнение этих условий приводит к появлению желтых, палевых, бурых, а затем серых и зеленых окрасок. Так, среди современного аллювия тропических областей, так же как и среди современных эоловых песков, мало красноцветов из-за преобладания коричневых аморфных гидроокисей. В составе древних толщ докембрия встречаются высокожелезистые породы, окрашенные, однако, в серые и зеленые цвета из-за перехода окисного железа в закисное. Даже в тех случаях, когда отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ остается высоким, как, например, в сакуканской свите удоканской серии, происходит исчезновение красной окраски вследствие перехода дисперсного гематита в крупнокристаллический при метаморфизме.

Основой для образования железистого цемента является развитие континентальных кор выветривания в условиях жаркого климата, усиленное аэроморфным выветриванием в области отложения. Железистый цемент является в первую очередь показателем окислительной обстановки седиментации, а не климата, поскольку красноцветы, как было показано А. И. Анатольевой [1972 г.], могут формироваться в широком климатическом

диапазоне — от влажного тропического до экстрааридного. Показатель климата — это сочетание железистости и карбонатности: железистые бескарбонатные цементы более свойственны гумидным зонам, железисто-карбонатные (с конседиментационной, но не вторичной карбонатностью) — аридным.

Первоначальным источником окраски являются аморфные гидроокиси, мигрирующие в виде взвесей, органо-минеральных соединений и мицелл на поверхности зерен, одевающих их железистые рубашки. При диагенезе происходит перераспределение окисленного железа, часто сопровождающееся ростом железистых пленок на поверхности зерен, а при позднем диагенезе и начальном катагенезе — усиление, «проявление» красных окрасок в связи с развитием гематита. Возможно также вторичное образование красных окрасок под действием поверхностных грунтовых вод или при окислении минералов — биотита и других силикатов, заключенных в породах, во время перерывов и формирования несогласий. Железистые пленки вокруг обломочных зерен в большинстве случаев очень устойчивы и могут сохраняться в основании регенерационных кайм на кварце, альбите и на других соединениях до начала метаморфизма. С развитием кристаллизационного бластеза происходит «выталкивание» железа из зерен, его поглощение метаморфическими минералами, в том числе новообразованиями гематита и магнетита, и одновременное изменение красных окрасок на серые и зеленые.

Марганцовистый цемент. Цементы из окисных соединений марганца распространены несравненно реже железистых. Представляют собой пленки на поверхности зерен, в составе которых содержание MnO_2 достигает 40—55 % наряду с окислами железа, серы, фосфора и других элементов. Подробно описаны И. И. Гинзбургом [1936 г.] среди современных и ископаемых песков европейской части СССР. В современных условиях марганцовистый пленочный цемент песков образуется в умеренных широтах, обычно у верхней границы грунтовых вод.

Фосфатный цемент. Характер цементов, образованных минералами группы апатита, во многом зависит от того, к какому типу фосфоритов принадлежат вмещающие их породы или с какими фосфоритами они ассоциируют. Как известно, существует четыре основных типа фосфоритовых отложений: желваковые типа верхнеюрско-нижнемеловых фосфоритов Русской платформы, пластовые органогенные типа оболочных песчаников Ленинградской области, пластовые зернистые типа эоценовых фосфоритов северной Африки и микрозернисто-оолитовые типа каратауских фосфоритов Казахстана.

В желваковых фосфоритах минералы апатита обычно тесно связаны с органическим углеродистым веществом и образуют темную, слабопросвечивающую массу. Желваки и фосфоритовые плиты способны содержать настолько высокое количество песчаных частиц, что могут определяться как песчаники, где:

фосфатное вещество играет роль базального цемента. В осадке, вмещающем желваки, апатит, присутствуя, как правило, вместе с глауконитом и карбонатами, образует сгустки с базальной или поровой цементацией, отдельные участки, глобулы или каемки вокруг зерен в виде аморфных пленок или кристификационных оторочек.

В пластовых органогенных фосфоритах кроме фосфатизированных обломков раковин всегда присутствуют аморфные или полукристаллические сгустки углеродисто-фосфатного вещества и обрастания вокруг раковин и обломков. В зернистых фосфоритах минералы апатита образуют цемент часто базального типа, и, если он загрязнен глинистой или карбонатной примесью, препятствующей перекристаллизации, в нем могут формироваться кристаллическизернистые агрегаты прозрачного апатита. В четвертом типе фосфоритов каратауского типа преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы, в различной степени насыщенные фосфатом кальция, а песчаные отложения почти не встречаются.

Вопросы об источнике фосфата и способах его концентрации в осадке разбираются в специальной литературе по фосфоритам [Казаков А. В., 1939 г.; Шатский Н. С., 1965 г.; Литология и генезис., 1980 г.]. Отметим только, что время образования большинства фосфатных выделений, которые удается наблюдать в поле, в образцах или шлифах в виде конкреций, сгустков и обрастаний вокруг зерен, относится к стадии диагенеза. При катагенезе возможна перекристаллизация апатита и частичное замещение им глауконита, слюд и полевых шпатов. Апатит может также заполнять полости и трещины. Фосфатный цемент способен сохраняться до нижней границы существования осадочных пород. Наиболее древние песчаники с фосфатным цементом датируются рифеем, например песчаные породы сухитской свиты Енисейского кряжа или кедровской свиты Среднего Урала. При метаморфизме происходит ремобилизация апатита, его вынос и концентрация в отдельных участках с образованием рудопроявлений и даже крупных осадочно-метаморфогенных месторождений типа Селигдарского на Алданском щите [Литология и генезис..., 1980 г.].

Цеолитовый цемент. Отдельные кристаллы цеолитов часто встречаются в песчаных породах; скопления цеолитов, настолько большие, чтобы являться основными породообразователями в цементе, встречаются реже, однако описания их имеются для многих районов. По-видимому, наиболее мощные анальцимолиты описаны Р. Вандерстанненом и Т. Вербекком [6] в юрских и меловых отложениях Конго, массовое распространение анальцима отмечено А. Г. Коссовской и Т. Н. Соколовой в красноцветах татарского яруса Приуралья [6]; породы, сложенные на 20—30 % цеолитами, преимущественно ломонтитом, описаны З. З. Ронкиной и др. [1976 г.] в мезозое Верхоянья. Цеолиты часто присутствуют с карбонатами и гипсом, но при

низком содержании глинистого цемента. Образуют регенерационные каемки вокруг зерен и по стенкам пор, заполняют поры, а иногда слагают цемент базального типа.

В предыдущей главе указывалось, что для образования цеолитов необходимо реакционноспособное вещество, несущее натрий, и гидрокарбонатный состав растворов, обеспечивающий высокий щелочной резерв ($pH > 9$). Поскольку сочетание этих условий может выполняться на различных стадиях существования осадка и породы, цеолитовая цементация может быть проявлена в широком геологическом диапазоне. Возвращаясь к приведенным примерам, отметим, что в Приуралье цеолитообразование связывают со стадией диагенеза — начального катагенеза и с влиянием седиментационных растворов; цеолиты здесь наиболее ранние, последующие карбонаты и гипс корродируют их. В мезозое Верхоянья цеолитизация растет по мере усиления общего эпигенетического изменения пород и связывается с воздействием низкотемпературных глубинных растворов. Поэтому в каждом отдельном случае время образования цеолитовых цементов следует устанавливать отдельно, исходя из их соотношений с другими минералами, из состава минералов цеолитовой группы и из общих геологических соображений. Ф. Петтиджон и др. [24, с. 387] указывают на кайнозойский — мезозойский возраст цеолитосодержащих пород, «тогда как в палеозойских и докембрийских отложениях цеолитовые фации отсутствуют». Однако Г. А. Мизенсом [17] в нижнепермских песчаниках Приуралья описан пятнистый цемент порового типа, образованный анальцимом, Е. З. Бурьяновой [1956 г.] цеолиты отмечались в среднем девоне Тувы, а Г. Н. Бровковым [1965 г.] — в нижнем и среднем девоне Минусинских впадин.

Гипсово-ангидритовый цемент. Сульфаты кальция в цементе в виде гипса или ангидрита, способные переходить друг в друга при изменении давления, температуры и режима грунтовых вод, встречаются довольно часто, преимущественно в толщах континентального происхождения или залегающих поблизости от них. Чаще всего гипс и ангидрит заполняют поры, нередко образуют базальный цемент, который в этом случае обычно является пойкилитовым. С. С. Савкевичем [1969 г.] в нижнепермских песчаниках Литвы описан пойкилитовый гипсовый цемент, площадь отдельных кристаллов в котором достигает 75 см^2 . По времени образования гипсовый и ангидритовый цементы могут быть седиментационными, диагенетическими, гипергенными, а также формироваться на разных стадиях катагенеза вследствие большой подвижности сульфата кальция и возможности его широкого перемещения по вертикали в толще осадков и осадочных пород. В каждом случае время образования цемента этого типа определяется по характеру заполнения им межзернового пространства и по взаимоотношению с другими минералами цемента. Так, поздняя генерация гипса в верхнеказанских песчаниках Приуралья, по наблюдениям А. Г. Коссовской и

Т. Н. Соколовой, доказывається тем, що він заміщає анальцитом. В нижнепермських пісчаниках Західного Урала, по даним Г. А. Мизенса, гіпсом заміщається пойкилітовий кальцит, являючийся в свою чергу корозійним по відношенню до кварцу; Л. Н. Лашкова описує корозію крупнокристалічним ангидритом регенерованих зерен кварца в кембрійських відкладеннях Балтійської синеклізи.

Наоборот, С. С. Савкевич пойкилітовий базальний гіпсовий цемент нижнепермських пісчаників Литви порівнює з «релетекським гіпсом» сучасних пустель. «Релетекський гіпс», як було показано ще В. В. Докучаєвим, утворюється в сухих районах внаслідок циркуляції мінералізованих ґрунтових вод, збагачених сульфатами, і їх випаровування в зоні капілярного підняття. Таке ж походження має гача — скоплення солей, переважно гіпсу, в пустинних, в меншій ступені степних корах виветривання, утворююче прожилки, гнізда і цілі горизонти. Деякі новоутворення в верхніх горизонтах пустинних кор складаються сумішшю мірабіліта, тенардита, галіта, эпсоміта і інших солей. В аридних областях можливо також утворення гіпсово-соляного цементу в результаті осаження і перерозподілу солей, перенесених еоловим шляхом.

Баритовий цемент. Зустрічається в друзовидних і гніздовидних скопленнях, часто разом з целестином, ангидритом і карбонатами, переважно в крупнозернистих пісчаниках, наприклад в каменноугольних відкладеннях Карагандинського басейну, каменноугольних меденосних відкладеннях Дзержказгана, нижнепермських відкладеннях західного схилу Урала. Баритовий цемент подібних скоплень може бути поровим і базальним, часто корродуючим обломочні зерна кварца і полевих шпатів. Формування бариту в цементі зв'язують [6] з взаємодією барію, поступаючого в інтерстиційний розчин при катагенезі за рахунок руйнування плагіоклазов, з серною кислотою, утворюючою при окисненні сульфідів.

Полевошпатовий цемент. Новоутворення полевих шпатів, звичайні для осадових порід, складають регенераційні кайми або окремі кристали, але рідко виступають як власне цементу як заповнювач простору, зв'язуючого обломочні зерна. Д. Сіблеєм [Sibley D., 1979] в кембрійських пісчаниках Мічигана описано базальний цемент, що складається до 20 % породи, утворений мікрозернистим калієвим полевым шпатом. Формування його зв'язується з розчинами, поступаючими з глибини по розташованій в безпосередній близькості зоні розломів.

В заключення відзначимо, що цементация пісчаників, починаючись з відкладення піску на поверхні літосфери і закінчуючись перекристалізацією на глибині, є складним процесом взаємодії обломочних частинок з твердими, рідкими і газообразними компонентами міжзернового про-

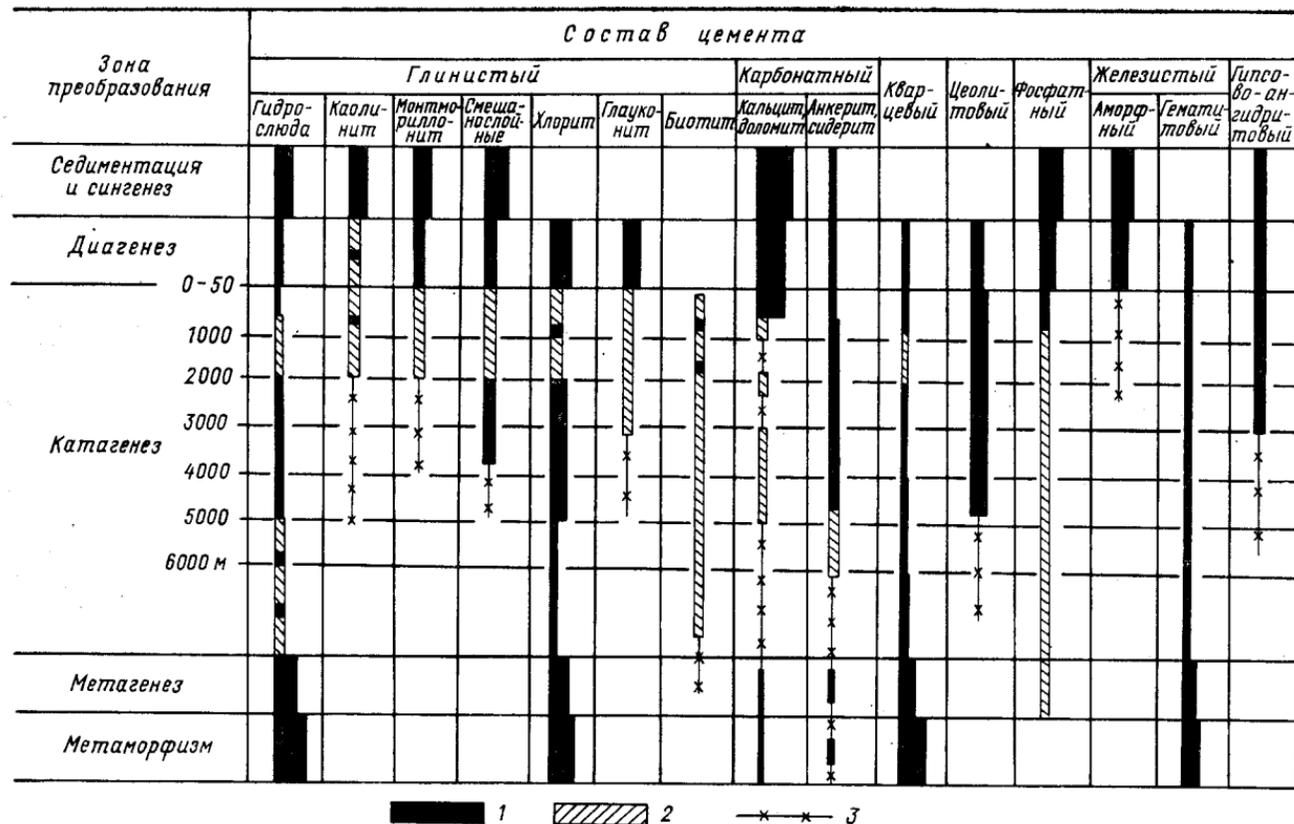


Рис. 18. Стадии и глубины образования и разрушения цементов песчаных пород в условиях простого погружения.
Области: 1 — образования цемента; 2 — существования цемента; 3 — разрушения цемента.

странства. В результате каждый минеральный тип цемента и сочетание типов имеет свою область образования, существования и разрушения (рис. 18). Ни один минерал, образованный на поверхности или вблизи поверхности Земли, не входит в зону метаморфизма. Он либо разрушается полностью, либо претерпевает полную структурную перестройку, как это наблюдается у слюд, переходящих в высокотемпературный политип, или у кварца, претерпевающего рекристаллизационный бластез.

Наиболее активной областью образования цементов являются зоны седиментации, сингенеза и особенно диагенеза, в которых происходит формирование большинства известных цементов. В дальнейшем этот процесс продолжается, постепенно ослабевая к нижней границе зоны свободной циркуляции подземных вод на глубинах 500—700 м. Интервал глубин от 700 до 2000 м, в условиях простого погружения характеризующийся затрудненным водообменом и сравнительно невысокими температурой и давлением, является областью консервации образованных цементов и наиболее вялых минеральных превращений. Ниже 2000 м вследствие возрастания давления и температуры усиливается разрушение одних и образование других компонентов, при этом атомно-молекулярный обмен осуществляется на очень малых расстояниях вследствие уплотнения пород, закрытия порового пространства и сокращения газовой жидкой фазы. При достижении давлений 3—3,5 кбар и температуры 270—300 °С осуществляется общая минерально-структурная перестройка породы с установлением минеральных равновесий, свойственных метаморфическим зонам. Отметим, что указанные значения давления и температуры рассчитаны теоретически, и ни в одной точке земного шара не удалось наблюдать или устанавливать косвенными методами полных разрезов от неизменных песков к метаморфическим породам в условиях непрерывного геотермического градиента. Также мало известно об абсолютных глубинах минеральных превращений, осуществлявшихся в складчатых областях в обстановке сжатия или расширения земной коры.

V

ГЛАВА

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Подобно другим осадочным образованиям, пески и песчаники как реальные геологические тела могут быть охарактеризованы, обособлены от других тел и подразделены по признаку вещественного состава. Они несут в себе и другие черты — структурные и текстурные, по которым они также обособляются от других пород и осадков и могут быть классифицированы, однако их главным признаком остается вещественный состав, как вытекающий из существа явления. Состав песчаных отложений, за немногими исключениями бесцементных песчаников и песков, складывается из обломков и цементирующего вещества, однако в выборе критериев для обособления и классификации этой группы осадков безусловное предпочтение следует отдать обломочной части, так как в самом определении песчаной породы как совокупности обломочных зерен определенного интервала размерностей заложено доминирующее значение этого признака.

В первых характеристиках и подразделениях песчаных пород — В. И. Лучицкого [1922 г.], Ж. Лаппарана [1923 г.], Л. Кайе [1929 г.], в переводе «Описательной петрографии» Г. Розенбуша [1934 г.] — состав обломков принимается за ведущий признак и впервые выделяются группы кварцевых, аркозовых, слюдистых, кремнистых песчаников или псаммитов.

Основы современной классификации, точнее подхода к проблеме классификации, поскольку единая и широко признанная классификация песчаников до сих пор не создана, были заложены в работах М. С. Швецова, выделившего в 1934 г. по составу обломочных зерен моногенные кварцевые, олигомиктовые и полимиктовые песчаники, Ю. П. Деньгина, предложившего в 1934 г. выделять в качестве главных разновидностей кварцевые, аркозовые, граувакковые, слюдистые, глауконитовые и туфогенные песчаники, и в работе Р. Фишера, который в 1933 г. не только выделил разновидности песчаников по соотношению кварца, полевых шпатов и обломков пород, но и впервые применил треугольную диаграмму для отображения их состава.

В дальнейшем, как это подробно рассмотрено в исторических обзорах Г. Клейна [58], В. Д. Шутова [54] и Г. И. Теодо-

ровича [40], разработка классификаций песчаников происходила по двум направлениям: одно из них развивало схему П. Крынина [Krynine P., 1940 г., 1948 г.], второе объединяло классификации, близкие к схеме Ф. Петтиджона [Pettijohn F., 1949 г.]. Поскольку, как остроумно заметил Р. Селли [1981 г., с. 79], «разработка номенклатуры и классификации песчаников всегда была популярным академическим занятием», было предложено много других классификаций, не укладывающихся в рамки названных двух основных направлений.

Как показано на рис. 19, в схемах П. Крынина и его последователей за основу классификации выбираются три группы обломочных компонентов, соотношение между которыми показывается на треугольной диаграмме; на ней же очерчиваются поля, отвечающие составу каждой выделяемой разновидности песков или песчаников. Метод треугольных диаграмм для классификации и изображения состава песчаных пород многократно подвергался критике, однако до последнего времени предлагаются все новые варианты подобных диаграмм, а в работах регионального характера именно такой способ изображения состава чаще всего используется на практике.

Как будет ясно из дальнейшего, в основу классификации, принятой в этой книге, положены идеи этого направления, начатого Р. Фишером; оно стало известно по работам П. Крынина и разрабатывалось в дальнейшем Л. Б. Рухиным, Р. Фолком, Т. Ван Анделом, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым и некоторыми другими авторами.

Классификация второго направления характеризуется стремлением отразить, с одной стороны, минеральный состав зерен песчаной размерности, с другой — структурную зрелость породы, отраженную в количестве тонкодисперсного цементирующего вещества (матрикса). В первоначальных классификациях Ф. Петтиджона, Д. Бокмана (рис. 20) и некоторых других, глинистое вещество матрикса принималось в качестве третьего члена, наносимого на треугольную диаграмму наряду с обломочными зернами. Позже матрикс стал применяться в качестве четвертого компонента, дополняющего собственно минералогическую трехкомпонентную классификационную систему. В поздних схемах Ф. Петтиджона (см. рис. 20), а также К. Джилберта, Р. Дотта и других песчаники разделяются на арениты, содержащие не более 10—15 % матрикса и классифицируемые по составу обломочных компонентов, и ваки, заключающие матрикс. Последние также классифицируются по составу обломков, но с учетом высокого содержания в них матрикса обычно имеют другие названия, чем аналогичные по составу обломочной части арениты. Например, из рис. 20 видно, что в схеме Р. Дотта, приводимой Ф. Петтиджоном [1981 г.] с изменениями, под аркозами и аркозовыми аренитами понимаются породы, характеризующиеся определенными соотношениями кварца, полевых шпатов и обломков пород. В случае

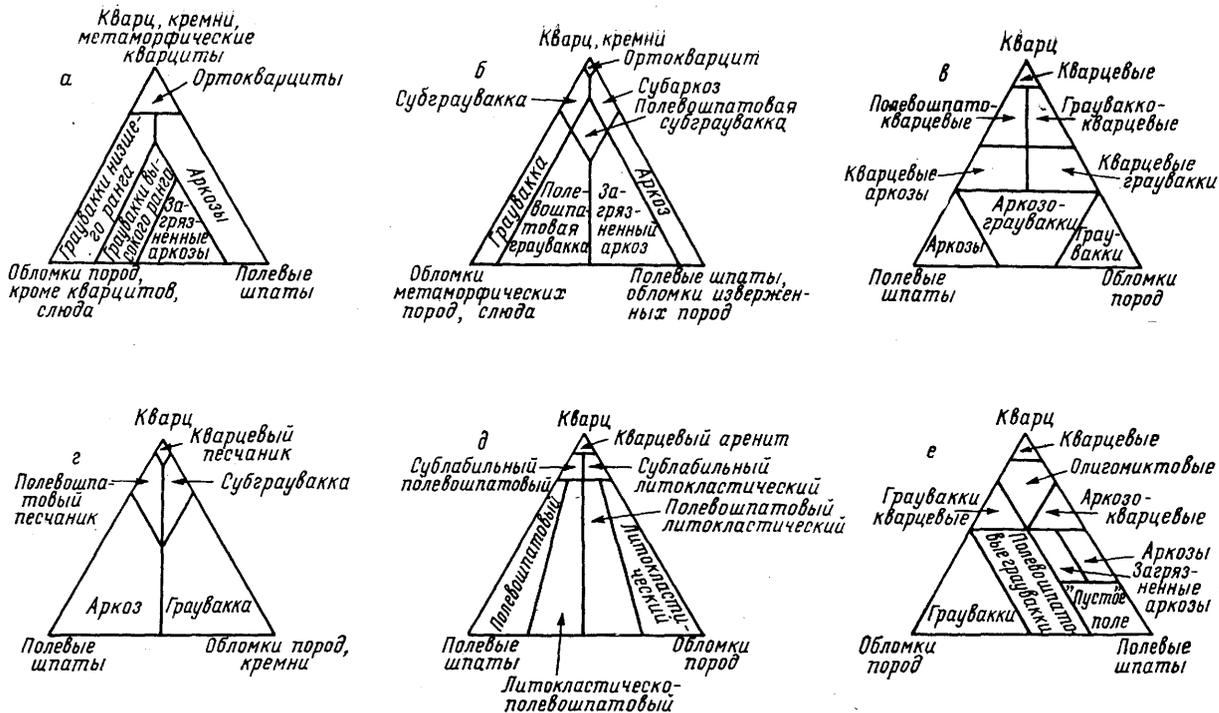


Рис. 19. Сравнение классификаций песчаных пород по составу обломочных зерен с применением треугольной диаграммы.
 Диаграммы: а — по П. Крынину [Krynine P., 1948 г.]; б — по Р. Фолку [Folk R., 1954 г.]; в — по Л. Б. Рухину [1956 г.]; г — по Т. Ван Анделу [Van Andel T., 1958 г.]; д — по К. Круку [Crook K., 1960 г.]; е — по А. Г. Коссовской [1962 г.].

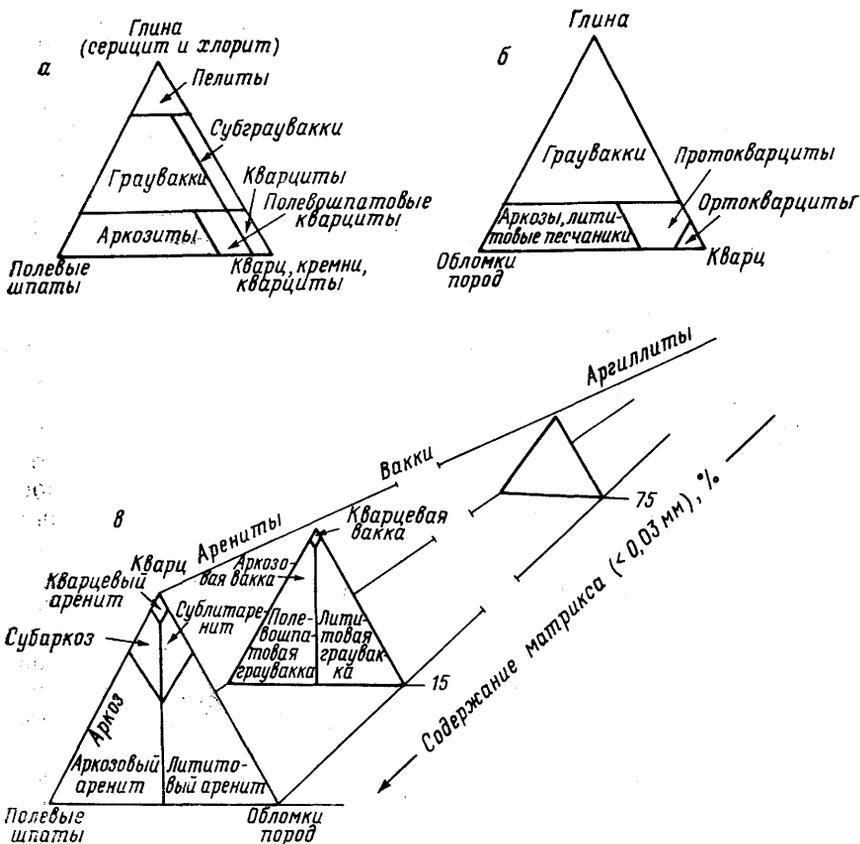


Рис. 20. Некоторые классификации песчаных пород, использующие глинистую составляющую (матрикс) в качестве классификационного признака. Диаграммы: а — по Ф. Петтиджону [Pettijohn F., 1949 г.]; б — по Д. Бокману [Bokman D., 1955 г.]; в — по Ф. Петтиджону [1981 г.].

присутствия матрикса в количестве более 15 % они относятся к ваккам и при тех же соотношениях тех же обломочных компонентов носят название полевошпатовых граувакк.

Система двойных наименований для пород, одинаковых по составу обломков, но различных по содержанию матрикса, так же как и выделение последнего в качестве самостоятельного члена трехкомпонентной системы, не применялась в нашей стране и, как представляется, совершенно правильно. Действительно, основным требованием к классификации любого рода является единство классификационного признака: одну классификацию на определенном иерархическом уровне нельзя строить по разным признакам. Между тем природа матрикса спорная; в одних случаях матрикс представляет глинистое вещество цемента, в других — это обломочные зерна пород алевроитовой или песчаной размерности, переработанные в сливную бесструктурную слюдисто-хлоритовую массу в ходе эпигенеза. В первом случае матрикс не является показателем состава обломков и должен рассматриваться как примесь в песчанике той же категории, что и карбонатная, фосфатная, кремни-

стая или иная составляющая. Во втором случае матрикс должен оцениваться как обломочные зерна пород и объединяться с другими обломками. Но в том и в другом случаях нет необходимости рассматривать породы с матриксом как какие-то особые, отличные от других песчаников, и давать им специальные наименования.

Из терминов рассматриваемого направления автору представляется целесообразным сохранить термин «вакка», но не как классификационно-минералогическое, а автономное по отношению к минералогическому классификациям генетически-структурное понятие. Вакками следует называть песчаники с матриксом, т. е. с тонко-мелкокристаллическим заполнителем неясной природы, структурно выполняющим роль цемента. Как будет ясно из дальнейшего, существуют аркозовые вакки, петрокластические андезитовые вакки, лититовые вакки и др.

Третья группа классификаций условно объединяет схемы, которые не попадают в названные две категории; схемы эти разные, общим для них является известная сложность построений, учет большего количества признаков и выделение значительного числа групп — в некоторых классификациях нескольких порядков.

Таковы схемы И. М. Варенцова [1957 г.], Г. И. Теодоровича [1958 г.], М. К. Калинин [1958 г.], Н. М. Страхова [1960 г., 1962 г.] (библиографию см. [54]), или более поздние Г. Н. Бровка и А. Е. Могилева [1865 г.], Г. И. Теодоровича [1966 г.], Е. В. Дмитриевой и др. [1968 г.]. Каждая из них имеет свои сильные и слабые стороны. Большинство из них, однако, на практике, никем, кроме авторов, не использовались, по-видимому, потому что не отвечали требованиям к классификации, которая может рассчитываться на признание. Хорошая классификация должна «отвечать нескольким элементарным условиям, а именно: быть выдержанной по основным принципам, удобной для практического использования и по возможности простой» [Крашенинников Г. Ф., 1968 г., с. 8]. Именно стремлением к простоте и удобству изображения следует объяснять, почему в работах регионального характера, как правило, используются классификации, основанные на применении треугольной диаграммы. Треугольные диаграммы для изображения классификационных схем приняты и в настоящей работе не только в силу популярности такого метода, что само по себе важно, но и по ряду соображений, вытекающих из существа явлений.

Если пытаться построить классификацию песчаников на генетической основе, то в качестве исходных классификационных признаков следовало бы выбирать такие, которые отражают определенный природный процесс или явление, приводящие к появлению компонентов песчаного осадка, а затем песчаной породы. В качестве исходных явлений или процессов и результатов их проявления следовало бы выбрать следующие: 1) состав материнских пород в области сноса, определяющий компонентно-обломочный состав песчаников при слабом химическом выветривании и малом переносе; 2) процессы вулканизма, одновременного с осадконакоплением; 3) аутигенное минералообразование и явления перемыва аутигенных минералов и превращения их в обломочные компоненты; 4) сепарацию осадка и обогащение его тяже-

лыми минералами, обычно являющимися акцессориями, но способными быть породообразователями; 5) механическое диспергирование и химическое выветривание минералов в ходе переноса; 6) степень постседиментационных преобразований.

Следовательно, при попытке создать генетическую классификацию нужно было бы ввести в нее не менее шести исходных параметров, отчего классификация получилась бы чрезвычайно громоздкой, далекой от необходимой простоты и удобства для практического использования. Кроме того, создание подобной классификации встретило бы труднопреодолимые препятствия из-за сложностей диагностики ряда обломочных компонентов или из-за неоднозначности трактовки их генезиса. Например, большие затруднения возникают при разграничении под микроскопом обломков кислых эффузивов, часто замещающихся тонкокристаллическими кварцем и слюдой, обломков филлитов с мелкими кварцевыми обломками и глинисто-кремнистых сланцев, также состоящих из кварца, тончайших кристалликов слюды и неопределимого бесструктурного вещества. Качественные и в особенности количественные определения их сопровождаются большими субъективными ошибками. Полевые шпаты, до кислого олигоклаза включительно, а в некоторых загрязненных породах до андезина, очень трудно отличать друг от друга под микроскопом, если они лишены перититовых прорастаний, микроклиновой решетки или двойников. Точная диагностика их разновидностей и количественные оценки невозможны без выполнения реакции окрашивания, иммерсионного анализа или применения других методов. Поэтому при использовании генетической классификации, если бы она была создана и применялась, были бы возможны ошибки при «вхождении» в эту классификацию уже на первом, аналитическом этапе.

Даже если состав минеральных компонентов определен правильно и установлено, например, присутствие альбита, природа его может долго оставаться неизвестной и быть выявлена только после привлечения других, в том числе геологических данных, поскольку появление альбита в песчанике может быть связано с размытом кислых магматических пород, с разрушением пород среднего и основного состава, ранее подвергшихся альбитизации, с эрозией в осадочных толщах, а также с проявлениями глубокого катагенеза—метагенеза непосредственно в изучаемой породе. Такой легко диагностируемый минерал, как глаукоцит, не может быть понят генетически однозначно на основании одного петрографического анализа: одинаковые по облику зерна глауконита могут быть получены в результате размыта более древних пород, местного перемива неконсолидированного осадка или аутигенного минералообразования, одновременного с отложением песчаных частиц.

Можно было бы продолжить число примеров, показывающих трудности определения и состава, и природы компонентов при петрографическом исследовании. Трудности эти служат препятствием к созданию классификации, в основу которой был бы положен генетический признак. Последний «не может быть распознан с помощью универсального определения, а это таит в себе опасность разнозначного определения песчаных пород и появления не сравнимых анализов» [55, с. 87].

С учетом возможностей и трудностей определения компонентов песков и песчаников наиболее рационально построение последовательно разворачивающейся иерархической классификации, где наиболее крупные группы выделяются на основе главных компонентов, которые вместе с тем достаточно хорошо диагностируются, а затем производится разделение каждой группы на более мелкие классификационные единицы, которые в свою очередь могут быть нескольких порядков. Классификационный ранг той или иной единицы определяется классификационным рангом положенного в его основу признака, но с учетом того, насколько однозначно этот признак может быть опре-

ТАБЛИЦА 11
Принципы классификации песчаных и переходных пород

Таксономический ранг	Названия и признаки выделения таксономических рангов			
Типы	Песчаные породы		Переходные породы	
Классы	1. Минерально-петрокластические пески и песчаники	2. Адъюнктивно-минеральные моно-, би-, полиминеральные пески и песчаники	3. Аутигенно-обломочные породы	4. Вулканогенно-обломочные породы
Семейства	Выделяются по содержанию главного классификационного компонента	Выделяются по природе образования концентрата минеральных компонентов	—	Выделяются по природе компонентов, степени близости их к вулканическому материалу
Виды	Выделяются по количеству соотношению обломочных компонентов — кварца, полевых шпатов, обломков пород	Выделяются по составу и соотношению обломочных минералов — группы амфиболов, пироксенов, граната и др.	Выделяются по составу и соотношению аутигенно-обломочных минералов группы глауконита, фосфатных, карбонатных и других минералов	Выделяются по соотношению вулканогенных и осадочных обломочных компонентов
Разновидности	Выделяются по составу и содержанию групп обломочных зерен пород или полевых шпатов	—	—	Выделяются по составу вулканогенных обломков — указателей на магматические аналоги
Разности	Выделяются по составу разновидностей обломков пород, полевых шпатов или кварца	Выделяются по составу минеральных разновидностей — цирконов, гранатов и др.	Выделяются по составу минеральных разновидностей — глауконита, апатита и др.	Выделяются по составу разновидностей обломочных зерен пород

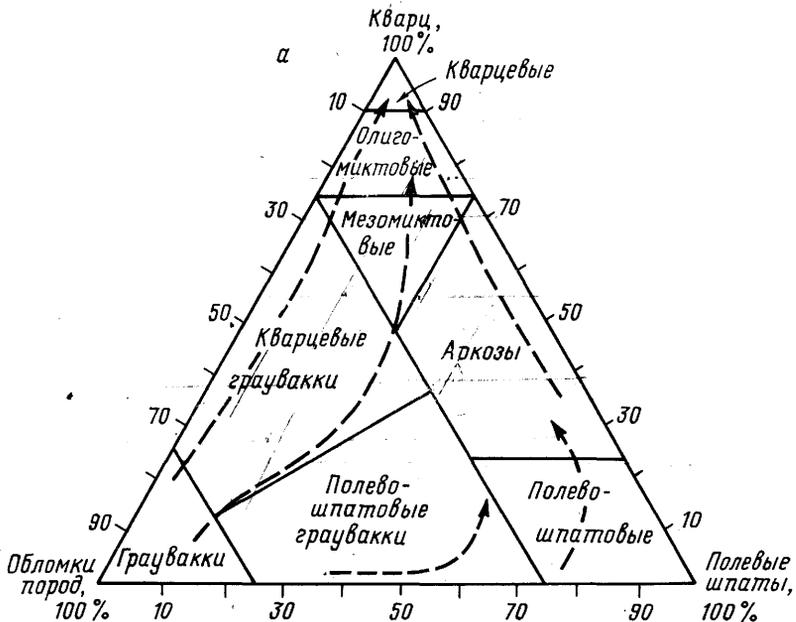
делен и генетически истолкован. Предлагаемая классификация, построенная по этому принципу, является, таким образом, известным компромиссом между возможностями диагностики компонентов, достигаемой литологическими исследованиями, и их природой; между стремлением сделать классификацию по возможности простой и соответствующей сложившимся традициям и в то же время ввести в нее генетический принцип обособления объектов.

Опираясь на классификацию, которая вместе с тем отражает путь исследования от признаков, визуально определяемых наиболее просто, к признакам, улавливаемым более точными методами, и далее к их генетической интерпретации, необходимо сделать исключение только для случая обособления песчаных пород от других типов отложений. Известно, что песчаные породы связаны постепенными переходами с другими типами осадков — вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и др. Выявление переходных разностей представляет известную трудность, не всегда возможно вначале и часто бывает итогом длительного исследования. Тем не менее подобные переходные типы пород в классификации должны занять место категорий первого порядка, чтобы подчеркнуть обособление песчаников как самостоятельного типа от других петрографических типов и от переходных к ним разностей. Принципиальная схема классификации песчаных пород представлена в табл. 11, из которой видно, что в качестве основных выделяются типы пород — песчаных и переходных, каждый из которых делится на классы, а те в свою очередь на более мелкие единицы — семейства, виды, разновидности и разности.

Тип песчаные породы

1. Класс минерально-петрокластических песков и песчаников. Охватывает наиболее широко распространенную группу отложений, сложенных кварцем, полевыми шпатами и обломочными зернами горных пород. Каждый из трех типов обломочных компонентов, за редкими исключениями, хорошо отделяется от других, и поэтому положение каждой породы в данной системе хорошо определяется после изучения и подсчета в шлифах. Наличие трех компонентов, составляющих в сумме 100 %, дает возможность использовать для классификации традиционную треугольную диаграмму. Из существующих классификаций с применением треугольной диаграммы следует остановить выбор на диаграмме В. Д. Шутова [55, 56] как наиболее обоснованной эмпирически и получившей признание во многих последующих исследованиях.

Содержательный аспект диаграммы В. Д. Шутова, в которую внесены некоторые изменения (рис. 21), следующий. В составе полюсов однозначно определяется смысл левой вершины треугольника, отвечающий 100 %-ному содержанию обломочных



Вулканические и плутоновые породы

б

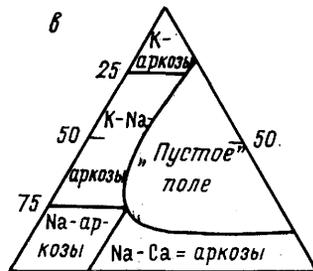


Кремнистые и кварциты

Осадочные и метаморфические породы

Калиевые полевые шпаты

в



Кислые плагиоклазы (до № 20)

Плагиоклазы (выше № 20)

Рис. 21. Классификационная диаграмма песчаных пород минерально-петрокладического класса.

а — основной треугольник состава с изображением минеральных видов и их границ; б, в — дополнительные треугольники для изображения разновидностей песчаных пород: б — семейства граувакк, в — аркозов.

Стрелками показаны направления «созревания» песчаных пород в зоне седиментации.

зерен. Появление осадков такого состава может быть связано только с разрушением горных пород, размер кристаллов которых меньше диапазона песчаной размерности, и отложением обломков в непосредственной близости от области размыва. Содержательная сторона вершины, отвечающей 100%-ному со-

держанию кварца уже двойка: к ней асимптотически приближаются точки состава, отвечающие осадкам, образованным в процессе интенсивного химического и физического выветривания, а также точки состава осадков переотложенных, обогащенных кварцем в предшествующий осадочный цикл или циклы.

Наименее определено содержание правой вершины, соответствующей 100 %-ному количеству полевых шпатов. В природе очень мало первичных пород (метаморфические плагиоклазиты, анартозиты), на 100 % сложенных полевыми шпатами, поэтому практически редки чисто полевошпатовые песчаники, отвечающие правой вершине треугольника. Реальные осадки получают отображение внутри треугольника, на некотором удалении от вершины. Такие осадки могут иметь различное происхождение: быть продуктом размыва кислых интрузивных пород, эффузивов кислого и среднего состава или результатом переотложения вулканогенной полевошпатовой пирокластики.

Выделение полей и определение их конфигурации основывается на реальном распределении точек, отвечающих той или иной толще. Анализ материалов, в том числе опубликованных [Коссовская А. Г., 1962 г.; Бровков Г. Н., Могилев А. Е., 1967 г.; 55], показывает, что точки состава какой-либо одной толщи благодаря природной дисперсии в породах одного гранулометрического класса и зависимости состава от размеров зерен занимают, как правило, весьма значительные площади на треугольнике, поэтому число полей, а следовательно, и число петрографических видов не может быть велико, а размеры полей должны быть достаточно большими. Площади полей, а следовательно, и диапазоны состава классов могут быть тем меньше, чем более дифференцированы осадки (чем больше в них кварца), так как в этом направлении уменьшается природная дисперсия состава.

На предлагаемой диаграмме выделено семь полей, соответствующих семи основным петрографическим видам песчаных пород. Поле граувакк отвечает породам, полученным от разрушения различных горных пород при слабом химическом выветривании и малом переносе. Поле аркозов также отвечает продуктам физического выветривания, претерпевшим слабый перенос, но полученным от разрушения интрузивных, эффузивных и метаморфических пород преимущественно кислого (но не только кислого) состава. Поскольку в наиболее распространенных кислых породах (гранитах и их аналогах) кварц составляет в среднем 25—35 %, точки состава песков, полученных от их разрушения, попадают в нижнюю часть поля аркозов. По мере выветривания и переноса осадки обогащаются кварцем, а их точки смещаются вверх, вдоль стороны полевые шпаты — кварц, как это показано на диаграмме.

Ниже поля аркозов располагается поле полевошпатовых песчаников. Впервые К. Джилбертом, а затем А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым оно выделялось как поле редких песков или

«пустое», однако данные, суммированные Г. И. Теодоровичем [40] и Н. Н. Верзилиным [1971 г.], показали реальное существование песчаных пород с содержанием полевых шпатов 90—95 %, что и позволяет выделить поле полевошпатовых песчаников. По-видимому, такие породы могут формироваться за счет местного размыва магматических средних и щелочных пород, в особенности за счет перемыва кристаллической пирокластики.

Между полем полевошпатовых песчаников и граувакк располагается поле полевошпатовых граувакк, отвечающее также недифференцированным продуктам перемыва средних и основных эффузивов или смешанным продуктам разного по исходному составу материала как магматического, так и осадочного происхождения, но в том и другом случае с низким содержанием кварца. Переотложение такого материала приводит к обеднению его обломочными зернами, к обогащению более устойчивыми полевыми шпатами, частично кварцем и к смещению точки состава в поле аркозов.

Выше располагается поле кварцевых граувакк, в которое попадают точки состава пород различного происхождения: продуктов дальнейшей дифференциации граувакк, обогащающихся при этом кварцем или кварцем и полевыми шпатами (в случае присутствия последних), а также продуктов непосредственного размыва кислых мелкокристаллических эффузивов, осадочных и метаморфических пород. Следующие поля — мезомиктовых, олигомиктовых и кварцевых песков и песчаников — вмещают в себя точки состава пород, полученных из разнообразных источников сноса и высокодифференцированных в одном, но чаще, особенно в случае кварцевых песков, в течение нескольких осадочных циклов в условиях глубокого химического выветривания и в большинстве случаев длительной механической абразии.

Границы между выделенными на классификационной диаграмме полями в известной степени условные, поскольку для какой-либо одной толщи точки состава, располагающиеся преимущественно в каком-либо поле, обычно выходят за его пределы, а при нанесении состава пород из различных толщ во многих случаях происходит их частичное перекрытие. Общая конфигурация полей отражает направление «созревания» осадка в осадочном цикле или циклах, и поскольку минералогические особенности, формирующиеся в ходе созревания, у разных пород, отображенных справа и слева на диаграмме, различны, поля имеют различную конфигурацию, и диаграмма в целом асимметрична. Только в верхней части треугольника, отображающей состав пород, для которых роль коренных источников становится малозаметной, а доминирующим фактором становится степень созревания, диаграмма приобретает симметричность относительно вершины — точки 100 %-ного содержания наиболее устойчивого компонента — кварца.

Петрографические (синоним минеральные) виды песчаных пород образуют четыре семейства: семейство граувакковых песчаников, объединяющих собственно граувакки, кварцевые и полевошпатовые граувакки; семейство аркозов, охватывающих собственно аркозы и полевошпатовые песчаники; семейство олигомиктово-кварцевых пород, включающее олигомиктовые и кварцевые пески и песчаники; семейство мезомиктовых пород, состоящее из одного вида такого же названия.

Практика геологических работ показывает, что разделение песчаных пород на сравнительно небольшое число групп (семейств или видов) может удовлетворять задачам наиболее грубых сопоставлений, когда характеризуются и сравниваются крупные регионы или большие отрезки геологического времени. При детальных региональных работах и исследованиях, охватывающих толщи небольшого возрастного диапазона, понятия о семействе или петрографическом виде становятся слишком общими, поскольку одно семейство или вид может охватывать все изучаемые объекты. Увеличивать дробность петрографического деления песчаников по соотношению кварца — полевых шпатов — обломков пород представляется нерациональным из-за отмеченной выше большой природной дисперсии состава. Зато большая детальность может быть достигнута за счет выделения категории следующего, более низкого порядка относительно петрографических видов — по качественному или качественному и количественному составу разновидностей каждого из компонентов — обломков пород, полевых шпатов или кварца.

Представления о классификационных единицах более низкого, чем вид, порядка и о разделении полимиктовых пород на группы по составу обломочных зерен пород и минералов были высказаны М. К. Калинко [38]; позднее эта идея получила отображение в «дочерних треугольниках» А. Г. Коссовской [1962 г.] и В. Д. Шутова [55]. Следуя этим представлениям, целесообразно выделять в составе главных классификационных единиц, а ими являются минеральные виды, более дробные единицы — разновидности и разности пород (см. табл. 11, рис. 21). Для минеральных видов семейства граувакк по составу обломочных зерен пород выделяются разновидности: петрокластические, кремневые, лититовые и полимиктовые, которые в свою очередь делятся на разности по индивидуальным особенностям минеральных зерен. Минеральные виды семейства аркозов по составу полевых шпатов делятся на разновидности — К-, К—Na-, Na- и Na—Ca-аркозы. При специальных литологических исследованиях возможно выделение разновидностей среди олигомиктовых и кварцевых пород на основе изучения типоморфизма кварца, например по методике И. М. Симановича; подобная работа, однако, еще никем не производилась. Классификации и характеристики песчаников на уровне минеральных разновидностей и разностей помещены ниже, в соответствующих описательных главах.

2. Класс адъюнктивно-минеральных песков и песчаников.

Название адъюнктивно-минеральный вводится впервые, поэтому требует пояснений. Известно существование акцессорной группы минералов (от лат. *accessorius* — дополнительный, второстепенный), содержащихся в малых количествах (менее 2 %) и не являющихся порообразователями. Однако многие из них при определенных условиях способны давать более высокие концентрации (до 5—10 % и более) и могут быть названы термином адъюнктивные (от лат. *adjunctivus* — добавочный, дополнительный). Отсюда название адъюнктивно-минеральная группа (класс) для пород, где обычная минерально-петрокластическая часть — кварц, полевые шпаты, обломки пород — дополняется минералами: гранатом, цирконом, апатитом и др., присутствующими не в акцессорно-малых количествах, а в качестве второстепенных порообразователей. В некоторых видах песков они могут становиться главными порообразователями.

Два пути ведут к формированию адъюнктивно-минеральной группы песчаных отложений. Первый — это непосредственный размыв пород, где будущий адъюнктивный минерал является порообразующим, а затем переотложенным в непосредственной близости от источника поступления. Так образуются серпентиновые, апатитовые, нефелиновые, амфиболовые, пироксеновые, оливиновые песчаные осадки. Второй путь отражает процесс более или менее длительной сепарации осадка, первоначально содержащего малые количества минералов, обычно тяжелых, с плотностью более 2,70 г/см³. В результате их концентрации формируются цирконовые, рутиловые, монацитовые, гранатовые, гематитовые, магнетитовые, титаномагнетитовые, ильменитовые, хромитовые и пиритовые пески. В халистатических участках водоемов могут осаждаться слюдистые, обычно мелкозернистые песчаные образования.

Название песчаной породы этого класса устанавливается в зависимости от состава сконцентрированных минералов и от их количества. Песчаные осадки могут быть мономинеральными (например рутиловый, цирконовый песок), биминеральными (гранат-ильменитовый песок) и полиминеральными (магнетит-гематит-ильменитовый песок или песчаник); для би- и полиминеральных осадков минералы называются в порядке возрастания их концентраций (в гранат-ильменитовом песке ильменита больше, чем граната). В случае выделения типоморфных разновидностей минералов в составе осадков, представляющих тот или иной минеральный вид, могут быть выделены минеральные различия, например осадки с преимущественно копьевидным цирконом, бипирамидальным, призматическим и т. д.

Для отражения количественного содержания концентрированного минерала или минералов может быть принята следующая система наименований: 1) при содержании минералов до 2 % порода называется по главной минерально-петрокластиче-

ской (кварц — полевые шпаты — обломки пород) части с указанием на присутствие минералов в повышенных концентрациях, например мезомиктовый песчаник с цирконом и гранатом; 2) при концентрации минералов от 2 до 10 % порода также называется по главной минерально-петрокластической части, но с добавлением слова «содержащий», например мезомиктовый циркон-гранатсодержащий песчаник; 3) при содержании сконцентрированных минералов более 10 % название их становится определяющим для породы, например циркон-гранатовый песчаник. Состав минерально-петрокластической части при этом может не вводиться в название; при необходимости он может даваться в дополнительном пояснении.

Тип переходные породы

3. Класс переходных аутигенно-обломочных песчаных пород.

Кроме собственно песков и песчаников, которые сложены обломками более древних пород и минералов, в природе существуют образования, сформированные осадочными фрагментами и минералами, время образования которых немногим отличается от времени формирования самого терригенного осадка. Природа подобных образований не всегда может быть точно установлена, и, кроме того, они могут быть морфологически связаны постепенными переходами как с настоящими обломочными компонентами, так и с аутигенными компонентами химического или органического происхождения. Это заставляет выделить особую переходную группу песчаных осадков и осадочных пород седиментационной природы. Переходный характер этой группы или класса седиментогенных песчаных пород определяется переходным характером слагающих их компонентов как в содержательном аспекте (в отношении времени формирования, степени литификации, связи со средой осадконакопления), так и в методическом плане, поскольку существуют трудности их отделения и от собственно терригенных, и от аутигенных образований.

Например, глауконитовые песчаники чаще всего сложены глауконитом, образованным от перемыва глинистых глауконитсодержащих илов, поскольку именно в глинистых илах при определенном содержании органики и рН, Eh среды образуется этот минерал. Илистый осадок в геологическом смысле может быть почти синхронен формирующемуся песку, он может быть слаболитифицирован, а разрушение его может быть связано с местными конседиментационными размывами. Образовавшиеся при этом зерна глауконита не являются по своей природе обломочными компонентами, не являются они, строго говоря, и аутигенными компонентами содержащего их песка. В этом заключается их переходный характер по существу. Кроме того, глауконит от местных размывов может быть неотличим от собственно обломочного глауконита, происходящего из древних осадочных пород и слабоотличим от сгусткового

глауконитового цемента, который может формироваться непосредственно при отложении вмещающего песчаного осадка. В этом заключается переходный характер глауконитовых зерен в методически-познавательном смысле, что и заставляет относить сложенную ими породу к переходному типу.

Класс переходных аутигенно-обломочных пород включает в себя: глауконитовые пески и песчаники, обломочно-карбонатные, обломочно-кремнистые, обломочно-фосфатные, состоящие из глинистых катунов, и некоторые другие. Название пород этого класса определяется составом компонентов, который может быть простым, например глауконитовый или фосфатный песок, или сложным, например кальциево-фосфатно-глауконитовый песчаник. Для отражения количественного содержания компонентов может быть использована обычная система наименований, где преобладающий компонент вводится в основное название, а дополняющий его в зависимости от количества называется сначала с предлогом «с», затем со словом «содержащий»; затем в качестве дополняющего определения в названии. Сказанное проиллюстрируем примером для песчаников, состоящих из глауконита и кварца.

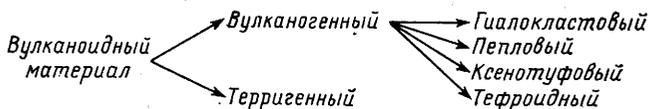
Глауконит, %	Кварц, %	Название породы
1—5	99—95	Кварцевый песчаник с глауконитом
5—25	95—75	Глауконитсодержащий кварцевый песчаник
25—50	75—50	Глауконито-кварцевый песчаник
50—75	50—25	Кварцево-глауконитовый песчаник
75—95	25—5	Кварцсодержащий глауконитовый песчаник
95—99	5—1	Глауконитовый песчаник с кварцем

Пески и песчаники, сложенные собственно обломочным материалом как продуктами разрушения более древних пород и содержащие примесь в цементе, не относятся к типу переходных. Двухкомпонентные породы, содержащие кроме песчаного какой-либо иной материал (алевритовый, пелитовый, карбонатный и другой), не называются переходными. Компоненты, определяющие переходы от песчаных соответственно к алевритовым, пелитовым, карбонатным и другим породам, называют примесями. Состав примеси принято обозначать прилагательным с окончанием «истый», если содержание ее составляет 5—25 %, и с окончанием «ый» при содержании 25—50 % (известковистый и известковый песчаник). Поскольку для некоторых компонентов прилагательные с соответствующими окончаниями непривычно звучат по-русски, для них приняты слова «мало», «сильно» соответственно при 5—25 % и 25—50 % примесей (малоглинистый и сильноглинистый песок). Если примесь двух- и более компонентная, но в сумме составляет менее 50 %, ее можно отображать в виде прилагательных, с указанием процентов, например известково (10 %) -глинистый (20 %) песок.

Породы с тремя и более компонентами, в которых ни один

из компонентов не достигает 50 %, называются смешанными. Единой номенклатуры таких пород нет. Нередко применяющиеся названия паттум, вапп, хлидолит, миктит, мусорная порода и другие являются терминами свободного пользования, поскольку за ними не закреплены определенные числовые значения содержания компонентов. Для рыхлых, преимущественно современных и четвертичных, отложений и главным образом в грунтоведении и других прикладных науках применяется система терминов глина — суглинок — супесь — песок, которые содержат уточняющие прилагательные в зависимости от соотношений пелитовых, алевритовых, песчаных и грубообломочных компонентов. Единая классификация таких пород отсутствует, существующие сейчас рекомендации по их систематике содержатся в работах [15, 37]. Детальная, однако, по-видимому, излишне громоздкая классификационная схема глинисто-песчано-карбонатных, глинисто-песчано-алевритовых и глинисто-карбонатных пород предложена Н. Н. Верзилиным [3]. Самым простым способом наименования таких пород является перечисление компонентов в порядке возрастания с указанием процентов, например глинисто (10 %) - алеврито (20 %) - карбонатно (30 %) - песчаная (40 %) порода.

4. Класс переходных вулканогенно-обломочных песчаников. Вулканогенно-обломочные породы образуют непрерывный переходный ряд от обломочных пород к вулканическим, сложным продуктам наземных и подводных извержений. Диагностика вулканогенной составляющей и отделение ее от собственно обломочных образований — продуктов разрушения более древних пород — составляет известные трудности и в большинстве случаев производится не только петрографическим исследованием, но и комплексным геолого-фациально-петрографическим изучением. Поскольку основные затруднения заключаются в определении времени образования вулканогенного материала, его синхронности или асинхронности осадконакоплению, целесообразно использовать понятие вулкановидный материал, охватывающее любые вулканические продукты [10] независимо от времени их образования и объема. Вулкановидный материал (его присутствие и количество) устанавливается наиболее просто в процессе изучения петрографических шлифов. По мере петрографического и геологического изучения пород и толщ может расшифровываться его природа. Возможные составные компоненты вулкановидного материала могут быть показаны на схеме:



Смысловое значение приведенных терминов следующее [10, 16]:

— гиалокластовый материал — продукты растрескивания, взрывания лавовых выбросов при взаимодействии их с водой;

— пепловый — обломочные продукты вулканических извержений, синхронных с осадконакоплением;

— ксенотуфовый — результат вулканических выбросов пород фундамента, осуществлявшихся одновременно с накоплением осадка;

— тефроидный — продукты перемыва вулканических образований: рыхлых обломочных (тефры), обломочных литифицированных (туфов) и излившихся лавовых потоков, — сформировавшихся несколько ранее, но в геологическом смысле почти одновременно с накоплением осадка;

— вулканогенный материал (обломочный) — собирательный термин для обозначения всех вулканических продуктов (гиалокластовых, пепловых, ксенотуфовых и тефроидных);

— терригенный материал — продукты размыва более древних эффузивных пород; слагает петрокластические граувакки и не имеет прямого отношения к вулканогенно-обломочным породам.

Дальнейшее разделение вулканогенно-обломочных пород производится по количественному соотношению вулканогенных и осадочных продуктов в интервалах 100—90, 90—50, 50—10, 10—0 %, далее — по составу вулканогенной кластики, ее соответствию основным типам эффузивных излившихся пород (липаритам, трахитам, дацитам, андезитам, базальтам или пикритовым базальтам). В некоторых случаях могут быть выделены различия вулканогенно-осадочных пород по специфическому набору плутонической кластики — типу полевых шпатов, темноцветных минералов, вулканического стекла и т. п. В названии породы получает отражение размерность, природа, количество вулканогенно-кластического материала и соответствие его тем или иным типам излившихся пород. Например, в названии псаммитовый андезитовый туффит отражено, что порода сложена частицами 0,05—2 мм при содержании пепловых частиц от 50 до 90 % и соответствии их андезитам или андезитовым порфиритам. Осадочная составляющая, если ее количество не превышает 50 %, не принимается в качестве классификационного признака и не вводится в название. При содержании осадочной составляющей более 50 % она становится определяющим классификационным признаком, а вулканогенная — второстепенным, состав ее не служит целям классификации и не отражается в названии. Также не являются классификационными структурные и текстурные особенности; они получают отображение в развернутых описаниях пород.

VI

ГЛАВА

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Химический состав песчаной породы складывается из химического состава обломочных компонентов и связующего их цемента. Поскольку, в силу определения песчаной породы, обломочная часть в ней преобладает, валовой химический состав в первую очередь отражает химический состав обломков, что создает предпосылки для систематики песчаников и историко-генетических построений по результатам их химических анализов. Средний химический состав песчаников устанавливается весьма приблизительно. В литературе в качестве среднего обычно фигурируют устаревшие сведения Ф. Кларка, полученные в 1924 г. по результатам анализов 235 образцов [60; Краткий справочник по геохимии, 1970 г. и др.]. По-видимому, более точным является средний состав песчаников, рассчитанный Ф. Петтиджоном с соавторами [24] как сумма 26 частей средней граувакки, 25 частей среднего литоидного песчаника, 15 частей среднего аркоза и 34 частей среднего кварцевого песчаника, хотя и эти расчеты приблизительно: спорным остается вопрос о количественном соотношении указанных минеральных видов.

Данные по «среднему» песчанику (табл. 12), если сравнивать их со средним составом магматических пород, за счет которых в конечном счете образуются песчаные отложения, тем не менее отражают сущность химической перестройки вещества в ходе осадочного процесса. Осадконакопление в зонах развития песчаных осадков сопровождается сокращением количества всех химических элементов, кроме фосфора, марганца и кремнезема. Вычисляя отношение содержания химических элементов в песчаных и магматических породах, можно видеть, что в наименьшей степени в песчаных осадках способен концентрироваться магний, по-видимому, за счет перехода большей его части в доломит и океанический раствор. Далее, в порядке уменьшения способности ухода из песчаников, следуют натрий, концентрирующийся прежде всего в морской воде, алюминий, уходящий в пелитовые осадки, калий, уходящий в пелитовые осадки и морскую воду, железо, концентрирующееся в твердых ферросиликатах и окислах. Труднее всего покидают песчаные породы кальций и титан, располагающиеся преимущественно в их цементе. Количество фосфора в песчаных породах остается

ТАБЛИЦА 12

Химический состав «среднего» песчаника, типичные пределы колебаний состава песчаных пород и их сравнение с магматическими породами

Компоненты	Химический состав, вес. %			
	1	2	3	4
SiO ₂	63,65	77,6	99,46	62,20
TiO ₂	0,54	0,4	—	2,25
Al ₂ O ₃	14,47	7,1	0,20	13,12
Fe ₂ O ₃	2,18	1,7	0,05	8,35
FeO	3,19	1,5	He уст.	6,25
MnO	0,07	0,1	»	0,24
MgO	3,70	1,2	0,01	3,39
CaO	4,28	3,1	0,05	1,56
Na ₂ O	3,51	1,2	—	2,62
K ₂ O	2,84	1,3	—	2,82
H ₂ O+	} 1,47	1,5	He уст.	} 0,52
H ₂ O-		0,4	»	
P ₂ O ₅	0,10	0,1	»	0,26
CO ₂	He уст.	2,5	»	0,56
SO ₃	He уст.	He уст.	—	He уст.
П. п. п.	—	—	0,18	—
Сумма	100,00	100,00	99,95	104,14

Примечания. 1. Средний химический состав магматических горных пород [Соловьев С. П., 1970 г.]. 2. Средний рассчитанный состав песчаника [24]. 3. Кварцевый песчаник Часовъярского месторождения, единичный анализ [45]. 4. Основная граувакка силура Алайского хребта, единичный анализ.

без изменения относительно магматических пород, количество марганца в песчаниках возрастает за счет цемента, и на 10,6 % увеличивается масса кремнезема, в основном вследствие концентрации в песках обломочного кварца. Как следует из сравнения крайних представителей наименее дифференцированного вида — основных граувакк и наиболее дифференцированных кварцевых (см. табл. 12), отмеченный процесс начинается уже на первых стадиях накопления песчаных отложений и завершается в итоге глубокой механической и химической дифференциации в зрелых кварцевых песках.

Химический анализ наиболее точно отражает состав обломочной части в случаях бесцементных песков, что наблюдается часто у современных и редко у ископаемых отложений. Строго говоря, во избежание искажений химическому анализу должны подвергаться песчаные отложения определенного гранулометрического класса, соответствующего тому классу, по которому устанавливаются петрографические типы при исследовании под микроскопом, т. е. с размером преобладающих зерен от 0,20 до 0,35 мм. Химические анализы, выполненные по бесцементным

породам указанного гранулометрического диапазона, наиболее ценны. Поскольку данных именно по этим породам в литературе немного, на практике приходится использовать анализы песчаников различного гранулометрического состава и содержащие цемент, понимая, что при этом возникают дисперсии химических параметров, отражающие структурные различия песков, которые во всех других отношениях как геологические образования могут быть совершенно одинаковыми.

Следуя от бесцементных песков гранулометрического класса 0,20—0,35 мм к песчаным породам иного состава, можно проследить изменения, которые будут вноситься в данные химических анализов.

Во-первых, с уменьшением размеров зерен у большинства песков будет наблюдаться сначала увеличение SiO_2 в связи с возрастанием обломочного кварца, а затем уменьшение SiO_2 и возрастание Al_2O_3 и K_2O из-за увеличения глинистой составляющей. В некоторых разностях песчаных пород возможно возрастание щелочей и глинозема, вызванное увеличением количества полевых шпатов в мелких фракциях.

Во-вторых, с развитием цемента в зависимости от его состава происходит увеличение Al_2O_3 и K_2O для гидрослюдистого, Al_2O_3 и MgO для монтмориллонитового, Al_2O_3 для каолинового цемента, возрастание CaO (MgO , Fe_2O_3) и CO_2 для карбонатного, CaO и SO_4 для сульфатного, P_2O_5 для фосфатного, SiO_2 для случаев кремнистого цемента.

В-третьих, при постседиментационных изменениях в зонах карбонатизации, декарбонатизации и окварцевания происходят изменения в количестве щелочных земель, связанных с карбонатами и сульфатами, затем изменяется соотношение щелочей силикатов, и наконец, существенно меняется содержание кремнезема. Изменения химического состава приостанавливаются в зоне глубокого катагенеза и, по-видимому, прекращаются в зоне метагенеза в связи с резким сокращением пористости. После потери породами солей, сульфатов и значительной части карбонатов от зоны метагенеза до амфиболитовой зоны метаморфизма, как это установлено многочисленными наблюдениями над метаморфическими породами, процессы преобразования носят изохимический характер относительно слоя или пачки, где они протекают, что создает основу для реконструкции первичного состава пород, в том числе песчаных, по их метаморфическим аналогам.

Из сказанного очевидно, что, поскольку химический состав песчаников складывается из нескольких вещественных компонентов, а минерально-петрографический вид песчаной породы устанавливается на основе состава и соотношений только компонентов обломочных, никогда не удастся создать такие классификационные схемы химического состава, которые были бы тождественны классификационным схемам, построенным по составу обломков. Они могут лишь как-то приближаться одна к другой. В связи с тем что главным признаком песчаных пород является их обломочная, псаммитовая структура, классификации по составу обломков являются главными класси-

фикационными схемами, а основанные на других признаках — второстепенными, дополняющими и приближающимися к ним. Поэтому и классификация по химическому составу, на каких бы параметрах она ни строилась, не может являться самостоятельной таксономической и номенклатурной системой, а лишь вспомогательной, переводящей на язык химических элементов те категории, которые установлены на основе соотношений между реально наблюдаемыми и учитываемыми обломочными компонентами.

Высказанная точка зрения разделяется не всеми, существуют другие, в том числе крайнее мнение, что «систематика пород по химизму, по-видимому, является наиболее универсальной и всеобъемлющей» [24, с. 9]. С этим трудно согласиться, поскольку в основе каждой зрелой систематики заложены представления о генезисе — начиная с самого первого деления горных пород на магматические и осадочные и заканчивая подразделениями каждого типа пород на классы и виды. Подобные подразделения выделяются на основе минерально-структурных признаков, отражающих их генезис, а химический состав является лишь косвенным отображением состава, не учитывающим структурный фактор и, кроме того, обладающим конвергентностью: можно подобрать одинаковые составы для пород, различных в минерально-структурном и генетическом отношении. Поэтому химический состав и классификации по химическому составу могут выполнять в петрографии только вспомогательную роль.

Рассматривая предложенные методы реконструкции первичного состава песчаных пород по результатам химических анализов, можно сгруппировать их в три основных направления: 1) методы, основанные на пересчете валовых химических анализов на нормативный состав минералов или горных пород с оценкой количественного содержания тех или других; 2) методы сравнения эмпирически получаемых химических данных с химическими анализами известных типов или классов осадочных, в данном случае песчаных пород; 3) методы, основанные на группировке химических элементов в химические параметры, отражающие определенные геологические процессы или явления, с тем чтобы представить химические характеристики в достаточно удобном наглядном виде и вместе с тем перейти от данных химического анализа к категориям минералогическим, петрографическим и геологическим.

1. Пересчеты химических анализов на составы пород или минералов производились О. М. Розеном, Г. М. Друговым и О. А. Халлиулиной, Р. И. Четтерджи, В. И. Филипповским и др. [Литология и осадочная геология... 1973 г.; Проблемы осадочной геологии... 1975 г.]. Суть методики в большинстве рекомендаций заключается в том, что какими-то другими, нехимическими методами устанавливается или предполагается происхождение породы и ее возможный минеральный состав, и далее последовательно «извлекаются» из валового химического состава те минеральные компоненты, которые в нем могут участвовать. Результаты представляются в виде перечня возможных минералов с их процентными содержаниями.

Недостатком большинства сделанных предложений по этой группе методик пересчета является то, что их трудно проверить. Делаются они преимущественно для метаморфических толщ докембрия, утративших первичные минеральные, структурные, а в большинстве и текстурные признаки, поэтому получаемые

выводы не могут быть безоговорочно приняты, учитывая возможную конвергенцию химических свойств. Так, О. М. Розен [1975 г.], рассчитав состав эклогита, пришел к выводу, что основой для этой породы явилась ассоциация из монтмориллонитовой глины, шамозита, доломита, кальцита и свободного кремнезема, очевидно редкая в природе даже среди осадочных пород, а расчеты С. В. Сараева [1980 г.] по методу О. М. Розена обнаружили в докембрии Тамдытау песчаники, до метаморфизма якобы состоявшие из кварца, альбита, гидрослюда, хлорита и кальцита — также чрезвычайно маловероятной ассоциации для реальных песчаных пород. А. И. Коптев [1966 г.], оперируя с рыхлыми песчано-алевритовыми породами, поступал более осторожно, комбинируя пересчеты с визуальными наблюдениями под биноклем. В. В. Кнауф [1984 г.], сравнивая метаморфические и осадочные толщи, пересчитывал химические анализы глинистых и песчаных пород на нормативные составы метаморфических минералов и проводил сравнение количественных содержаний последних.

В целом необходимо отметить, что все предложенные методы пересчетов химических анализов на минеральный состав находятся в состоянии гипотез или экспериментальных разработок и нуждаются в большем обосновании на материале реальных осадочных пород, прежде чем могут быть рекомендованы для практического использования.

2. Сравнение химических анализов единичных или средних проб песчаных пород, полученных экспериментально, с химическими составами известных минеральных видов проводили многие исследователи, делая обычно качественные оценки степени их сходства или различия. И. В. Давиденко [27] произвел статистическое сравнение единичных и средних химических анализов метаморфических пород кольско-беломорского комплекса с различными минеральными и генетическими типами отложений, принимаемыми в качестве эталонов. При этом компоненты каждой исследуемой толщи сравнивались со всеми эталонами и определялись меры сходства между ними с выбранной 95 %-ной и 99 %-ной вероятностью. При неразличимости выборок и эталонов по восьми компонентам химического анализа сходство определялось как «полное», по семи компонентам — как «весьма полное», по шести компонентам — «сильное» и т. д. Неразличимость выборок по трем — одному компонентам оценивалась как некоторая тенденция сходства, дающая возможность судить об условиях седиментации.

Несомненно, что метод прямых сравнений химических анализов исследуемых пород с типовыми химическими составами, особенно с количественными оценками, является хорошим способом реконструкции первичного состава пород по данным химического анализа. Для разработки метода необходимо выработать более строгую систему эталонов как различных минеральных, так и генетических типов осадочных образований.

3. Наиболее разработанной и чаще всего применяющейся на практике является группа методов, основанная на вычислении петрохимических параметров и графическом их изображении на диаграммах. В пределах последних в зависимости от выбранных параметров обособляются те или иные поля, соответствующие различным минеральным или генетическим типам осадочных, в том числе песчаных, образований. Методы с применением петрохимических диаграмм первоначально разрабатывались для магматических пород и, по-видимому, впервые были перенесены в осадочную петрографию А. Симоненом [Simonen A., 1953 г.], использовавшим параметры П. Ниггли для разделения как магматических, так и осадочных — псаммитовых, пелитовых и карбонатных — пород. Рассмотрим принципы, методику построения и использование петрохимических диаграмм в той последовательности, в которой они могут быть применены для установления минеральных типов песчаных пород, если первоначально сведения об их составе и происхождении полностью отсутствуют.

Как справедливо отмечает А. А. Предовский [26], первым шагом в расшифровке исходного состава породы является ориентировочное распознавание ее первичной природы, принадлежности к тому или иному классу пород. «После процедуры распознавания проба или серия проб могут детально исследоваться петрохимически уже как представители той или иной узкой группы пород с целью получения наиболее полной информации и пересчета на возможный исходный минеральный состав» [26, с. 10]. Наилучший результат при распознавании дает анализ не единичных образцов и проб, а серий проб, представляющих конкретный парагенез пород.

Для процедуры распознавания А. А. Предовским предложена диаграмма, правая, более информативная часть которой приведена на рис. 22. При ее построении и нанесении на нее точек состава используются три параметра, одинаково пригодных (по А. А. Предовскому) и для осадочных, и для магматических пород. Параметры рассчитываются по молекулярным количествам окислов, а молекулярные количества, как известно, определяются из отношения $M = (P/N) \cdot 10^3$, где M — молекулярное количество, P — весовой процент, получаемый в результате химического анализа, N — молекулярный вес; для пересчета удобно использовать таблицы [Заварицкий А. Н., 1960 г.].

Физический смысл параметров F , A и не отраженного на рисунке параметра $K = K_2O - Na_2O$ подробно освещен автором метода [25, 26]. Им дается также обоснование метода, принципы выделения полей и интерпретации результатов при обработке эмпирических данных. С помощью диаграммы $F-A-K$ удастся устанавливать природу большинства типов осадочных пород и отделять их от магматических. Непреодолимые трудности возникают при попытках отделить по химическому составу полевошпатовые, полевошпато-кварцевые песчаники, слюдястые

$$A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$$

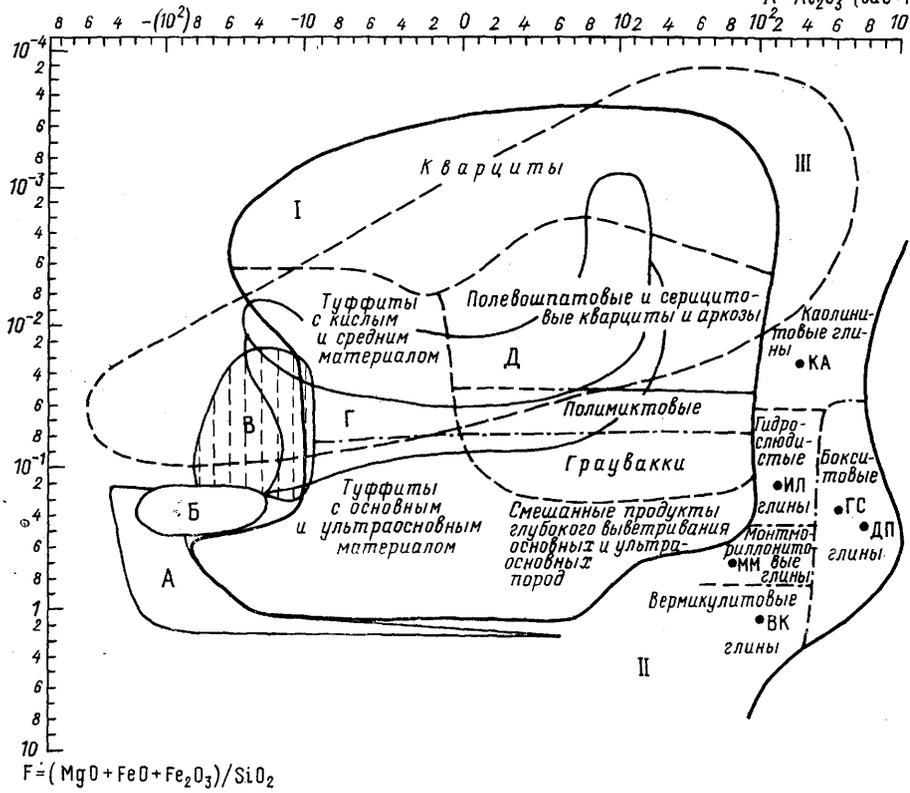


Рис. 22. Правая, наиболее информативная часть диаграммы А. А. Предовского [25] для реконструкции первичного состава силикатных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных пород.

Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I — зернистых осадочных и смешанных; II — пелитовых; III — силицитовых.

Точки составов некоторых пород и минералов: КА — каолин; ИЛ — иллит (гидрослюда); ММ — монтмориллонит; ВК — вермикулит; ГС — гиббсит; ДП — диаспор.

Поля изверженных пород: А — ультрабазитов; Б — базитов; В — сиенитов, щелочных сиенитов; Г — диоритов; Д — гранитов (все интрузивные породы с их эффузивными аналогами).

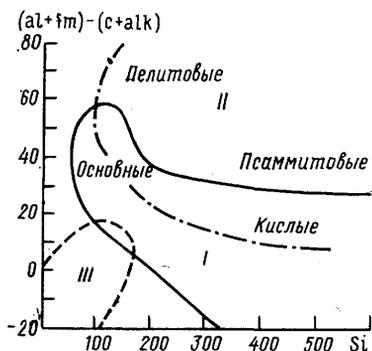


Рис. 23. Диаграмма $[(al+fm)-(c+alk)]-Si$ А. Симонена с поправками А. А. Предовского [25].

Параметры (по П. Ниггли), мол. кол.: al — глинозем, fm — сумма окислов железа, магния и марганца, c — окись кальция, alk — сумма окисей натрия и калия. Поля пород: I — магматических, II — силикатных метасадочных, III — карбонатных.

песчаники и туфовые породы кислого состава от кислых и средних магматических пород: гранитов, плагиогранитов, диоритов и их эффузивных аналогов, поскольку поля последних полностью перекрывают поля соответствующих песчаных пород.

На уточненной диаграмме А. Симонена (рис. 23) также существует область перекрытия составов терригенных и магматических пород. Представляется, что наблюдаемая конвергенция химического состава кислых пород является отражением чрезвычайно важной геологической закономерности двоякой природы: с одной стороны, насыщенные полевыми шпатами обломочные породы являются продуктами разрушения кислых интрузивных пород, не претерпевшими глубокого преобразования в приповерхностных условиях, с другой — сами магматические породы кислого и среднего состава в большинстве, если не полностью, являются продуктами переплавления осадочных толщ, как на это указывают сторонники представлений о гипергенной природе континентальной коры [Синицын В. М., 1972 г.]. Повидимому, если породы потеряли первичные структуры в результате метаморфизма, теряется возможность отделить зернистые породы с малой фемафильной составляющей от магматических пород кислого и среднего состава только по петрогенным окислам, не прибегая к другим методам геологического или литологического характера (анализу формы аксессуарных минералов, реликтовой слойчатости, слоистости и цикличности [Савельев А. А., 1977 г.] или к геохимическим методам. Последние, в частности, могут быть эффективными при использовании методики Ю. К. Буркова [1968, 1973, 1983 гг.] по выявлению ассоциаций и рядов подвижности малых элементов — методики широко известной, успешно применявшейся многими, в том числе и автором этой книги [52].

Для пород с высокой фемафильной составляющей анализ малых элементов может не дать положительных результатов, поскольку в основных туфах и граувакках, из-за их слабой экзогенной дифференциации, может устанавливаться магматитогенный тип ассоциаций, унаследованный ими от материнских

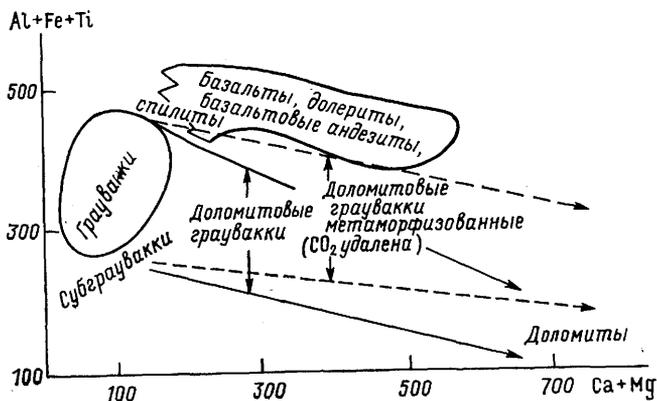


Рис. 24. Диаграмма Б. Мойна (с изменениями), показывающая различие химического состава между граувакками или карбонатными граувакками и основными изверженными породами [Moine B., de la Roche H., 1968 г.].
Al, Fe, Ti, Ca, Mg в атомных количествах.

пород. Если верить Б. Мойну (рис. 24), достаточно определить петрогенные элементы и вычислить параметры $Al+Fe+Ti$ и $Ca+Mg$, чтобы разделить разного вида граувакковые песчаники и эффузивные породы основного и близкого к ним состава — спилиты, базальтовые андезиты и базальты. Идея этой диаграммы находит подтверждение в составе вулканогенно-терригенных пород палеозоя Южного Тянь-Шаня, в которых при переходе от пород эффузивных к терригенно-пирокластическим и далее к грауваккам происходит уменьшение магния, кальция и железа, что соответствует смещению точек на диаграмме (рис. 24) сверху вниз и справа налево.

После того как установлена осадочная природа исследуемых объектов, определение типа пород можно производить по диаграмме А. Н. Неелова [1974 г.], которая построена по трем группам компонентов: 1) по малоподвижным $Al_2O_3+TiO_2$, обогащающим пелитовые осадки по мере созревания вещества в процессе дифференциации; 2) по SiO_2+K_2O , свойственным продуктам разрушения кислых пород и некоторым (песчаным, кремнистым) продуктам экзогенной дифференциации; 3) по всем остальным окислам, определяемым стандартным силикатным анализом, за вычетом летучих.

В части, касающейся разделения песчаных пород на минеральные виды, диаграмму А. Н. Неелова нельзя назвать удачной, поскольку в одном параметре SiO_2+K_2O объединены признаки, свойственные разным минеральным видам песков и песчаников — кварцевым (SiO_2) и аркозам (K_2O). После установления по диаграммам А. Н. Неелова, Б. Мойна, А. Симонена, по общей диаграмме А. А. Предовского или каким-либо иным методом принадлежности исследуемой породы или пород к типу

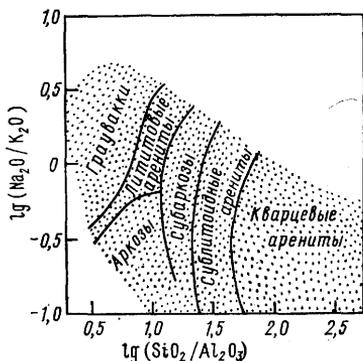


Рис. 25. Диаграмма $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ — $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ для определения минерального вида песчаников.

В поле, покрытом точками, располагается большинство анализов [24] (окислы в вес. %).

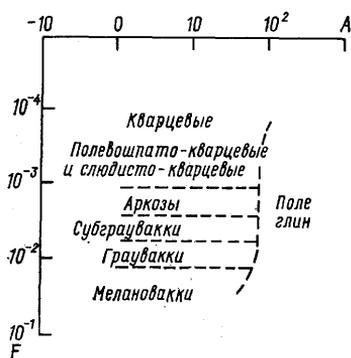


Рис. 26. Диаграмма F — A для определения минерального вида песчаников [26].

Параметры F и A — те же, что на рис. 22.

песчаных отложений, можно переходить к определению их минеральных видов с помощью диаграмм, специально предназначенных для разграничения песчаных отложений. На рис. 25 и 26 помещены такие диаграммы Ф. Петтиджона и др. [24] и А. А. Предовского [26]; последняя уточнена по сравнению с более ранней общей диаграммой в части, касающейся песчаных пород.

Имея указанные диаграммы, казалось бы, проблему определения минеральных видов песчаных пород по их химическому составу можно считать решенной. Существует, однако, один очень важный вопрос, на который необходимо давать ответ при интерпретации химического состава. Как уже отмечалось, классификации песчаников по химическому составу не являются самостоятельными, а лишь вспомогательными, переводящими на язык химико-аналитических данных понятия, выработанные на основе учета состава и соотношений обломочных компонентов. Поэтому, имея классификационную схему, построенную на основе химического состава, необходимо знать, каков ее эквивалент, выведенный по соотношению обломочных компонентов.

Минеральные типы Ф. Петтиджона и др., изображенные на рис. 25, как определенные химико-вещественные единицы, хотя авторы на это специально не указывают, очевидно, соответствуют принятой ими классификации песчаников по составу обломочных компонентов. Состав «минеральных видов» на диаграмме А. А. Предовского (рис. 26) вообще не определяется, поскольку не указывается соответствующий эквивалент в системе единиц, выделяемых по минерально-обломочным компонентам. Речь о граувакках, аркозах и других минеральных видах песков без специальных оговорок могла бы идти, если бы существовала какая-то общепринятая классификация песчаных

пород по составу обломков. Поскольку, как отмечалось в предыдущей главе, общепринятая классификация песчаников по составу обломочных компонентов отсутствует, при создании классификационных схем по химическому составу необходимо приблизиться к какой-либо выбранной исходной терригенно-минералогической классификации. Такой подход не только упорядочивает номенклатуру, но и дает возможность иметь сравнимые результаты по составу песчаников независимо от того, в какой системе они представлены: в виде оценок обломочных компонентов или в виде результатов химических анализов.

В гл. V для классификации минерально-петрокластических песчаных пород рекомендована несколько измененная диаграмма В. Д. Шутова. Чтобы быть последовательным и получать сравнимые результаты, необходимо иметь химическую классификацию, построенную по той же схеме в отношении числа минеральных видов и проводимых между ними границ. Подобная химическая классификация, близкая к терригенно-минералогической схеме В. Д. Шутова, была предложена автором [Шванов В. Н., 1974 г.]; удовлетворительная сходимость результатов по определению минеральных видов обоими способами — химическим анализом и количественным подсчетом обломков — была получена при изучении палеозойских песчаников Южного Тянь-Шаня [52], а впоследствии подтверждена Г. А. Мизенсом [17] на материале пермских песчаников Урала и В. Ф. Бабкиным при изучении палеозоя Центрального Таджикистана.

В основу классификации песчаников по химическому составу положен тетраэдр, развернутый на плоскость, правая часть которого предназначена для изображения состава песчаных пород, левая — глинистых песчаников и глин (рис. 27). В вершинах треугольников показаны химические индикаторы терригенных компонентов, выраженные в молекулярных количествах. В центральной вершине показано 100 %-ное содержание кварца параметром $SiO_2 = 100\%$ или $SiO_2 = 1665$ мол. кол. В правой вершине правого треугольника обозначено 100 % равных количеств альбита и ортоклаза параметром $Na_2O' = Na_2O + K_2O = 166$. В левой вершине правого треугольника изображен состав вулканокластических граувакк, на 100 % сложенных равными количествами обломков базальтов и андезитов, выраженный параметром $FeO'' = Fe_2O_3 + FeO + MgO = 195$. В левой вершине левого треугольника указано 100 %-ное содержание наиболее дифференцированных каолиновых глин через наиболее важную их характеристику $Al_2O_3' = Al_2O_3 + TiO_2 = 348$. Кроме основных для каждой вершины указываются значения дополнительных параметров, участвующих в данной системе, что дает возможность провести внутри треугольников изолинии значений каждого из четырех параметров, необходимые для нанесения точек, отвечающих конкретным химическим анализам. Состав любой породы выразится

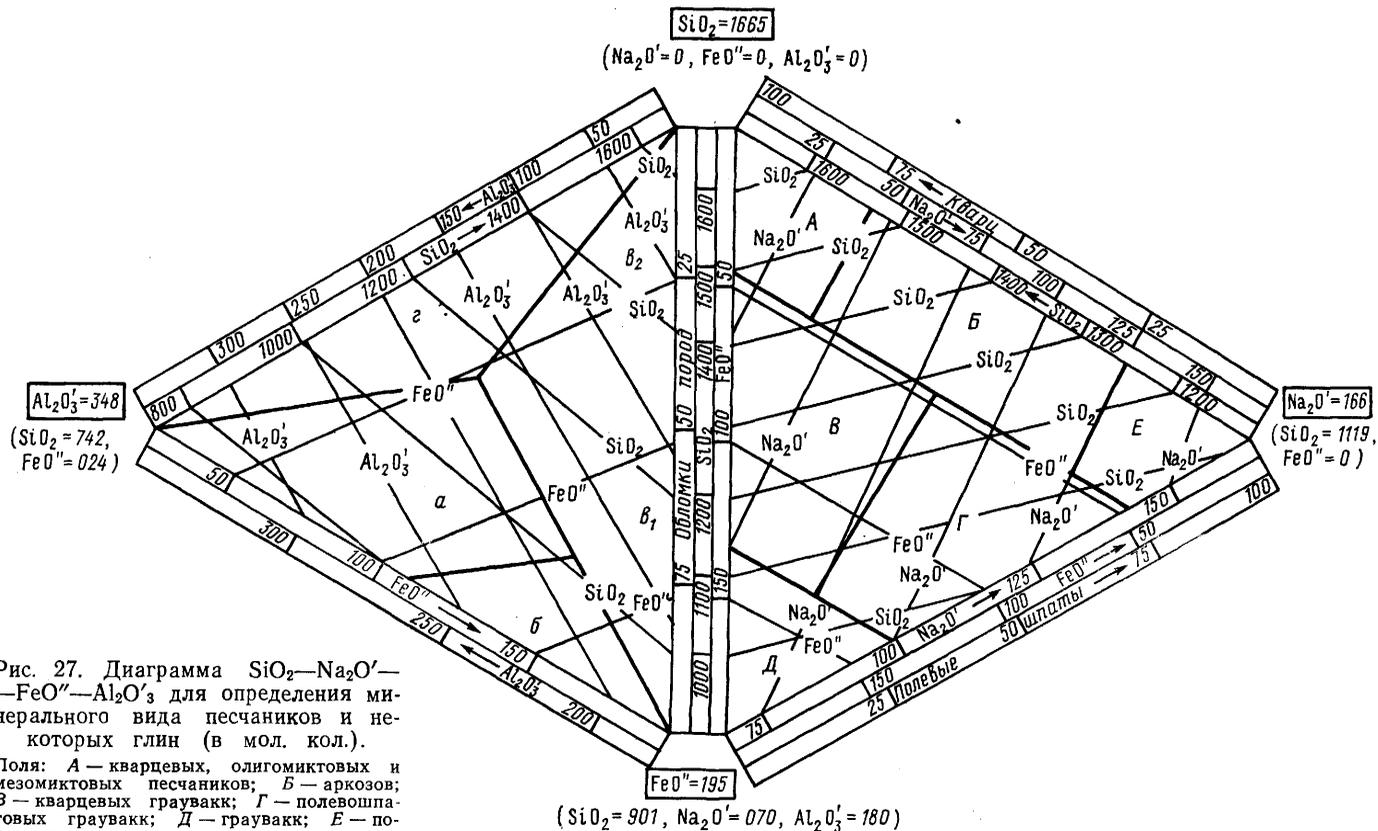


Рис. 27. Диаграмма SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O}'$ — FeO'' — $\text{Al}_2\text{O}_3'$ для определения минерального вида песчаников и некоторых глин (в мол. кол.).

Поля: А — кварцевых, олигомиктовых и мезомиктовых песчаников; Б — аркозов; В — кварцевых граувакк; Г — полевошпатовых граувакк; Д — граувакк; Е — полевошпатовых песчаников; а — каолинистых и других высокоглиноземистых

глин; б — гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин; в₁ — песчаных глин; в₂ — глинистых песчаников; г — кварц-каолинистых пород.

одной точкой в каждом из треугольников тетраэдра лишь в том случае, если исследованная порода представляет смесь именно тех компонентов, которые приняты за основу построения диаграммы. Поскольку подобное условие выполняется крайне редко, точки состава, наносимые по парам $\text{FeO}''\text{—Na}_2\text{O}'$, $\text{Na}_2\text{O}'\text{—SiO}_2$ и $\text{SiO}_2\text{—FeO}''$ в правой половине тетраэдра, так же как и в левой половине тетраэдра, не совпадут друг с другом, а образуют вершины треугольника, центр тяжести которого приближенно следует принимать за положение искомой точки на диаграмме.

Существует несколько источников искажения химического состава песчаников, связанных с особенностями обломков и цемента, часть которых устранима и требует дополнительных расчетов.

1. Породы вследствие обилия глинистого цемента могут содержать избыточное количество глинозема, от правильной интерпретации которого зависит правильность определения типа породы — является ли она песчаной, и ее минеральный вид следует определять по правой части развернутого тетраэдра, или глинистой, состав которой определяется по левой части тетраэдра.

Вопрос этот рассматривался ранее [Шванов В. Н., 1974 г.], поэтому отметим только, что песчаники в подавляющем большинстве случаев характеризуются значением параметра $\text{Al}_2\text{O}_3' < 180$. В породах с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3' > 180$ избыточный глинозем, как правило, связан с глинистыми минералами и служит показателем количества и состава последних. Только при размыве основных и средних эффузивов могут формироваться специфические основные аркозы и туфы, сложенные почти целиком обломками плагиоклазов, характеризующиеся высоким значением параметра $\text{Al}_2\text{O}_3'$, поскольку, например, плагиоклазы из андезитов и дацитов характеризуются значением $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,63\% = 261$, а битовниты из анортозитов $\text{Al}_2\text{O}_3 = 31,02\% = 305$ [Соловьев С. П., 1970 г.]. Показателем связи глинозема с плагиоклазами, а не с глинистой составляющей является одновременное высокое содержание бескарбонатной CaO' -составляющей, а отсюда — низкое значение индекса $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}'$. Поэтому при наличии избыточного глинозема его природу можно установить по отношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}'$. Выраженное в весовых процентах, это отношение несколько больше двух для пород, сложенных средними — основными плагиоклазами, и все более возрастает с увеличением глинистой составляющей (до 10—11 в монтмориллонитовой глине и до 80—90 в каолинитовой).

2. Окись кальция исключается из основных классификационных признаков ввиду ее двойственной природы. Даже если ввести легко учитываемые поправки на окись кальция, связанную с карбонатами или сульфатами, интерпретация оставшейся CaO' неоднозначна, так как она может быть заключена

и в анортитовой составляющей плагиоклазов, и в минералах фемафильной группы — пироксенах, амфиболах, эпидотах.

3. Неоднозначна природа кремнезема, количество которого, кроме того, что заключено в силикатных минералах и обломках пород, обычно интерпретируется как показатель обломочного кварца. Однако увеличение SiO_2 может быть связано также с кремнисто-кварцевыми обломками и аутигенным кварцевым цементом, т. е. с признаками, которые не выявляются химическим анализом.

Таким образом, в изложенном методе существует неопределенность некоторых положений, частично поддающихся контролю, частично остающихся в качестве постоянных погрешностей метода. По-видимому, для конкретных регионов следует каждый раз корректировать из-за влияния местных условий значения параметров, положенных в основу диаграммы (кроме параметра SiO_2), поскольку их значения соответствуют некоторым идеализированным составам. В. Ф. Бабкин [1985 г.] при изучении палеозойских граувакк Центрального Таджикистана вводил поправки непосредственно в данные единичных химических анализов, увеличивая параметр $\text{Na}_2\text{O}'$ на 0,20 мол. кол., после чего поля точек химических анализов полностью совмещались с полями точек обломочно-компонентного состава.

Несмотря на ряд ограничений и возможных искажений, рассмотренная диаграмма принципиально создает возможности для интерпретации, сравнения и графического изображения составов песчаных осадков и пород независимо от того, выражены ли они химическими анализами или количественными подсчетами обломочных компонентов. В каждом из треугольников диаграммы очерчиваются поля — в правой половине тетраэдра для пород песчаных, которые получены эмпирически и близки к полям основной диаграммы обломочно-компонентного состава, рассмотренной выше (см. рис. 21, а). Каждое из полей характеризуется определенными значениями параметров, которые приведены в последующих описательных главах. В левой половине развернутого тетраэдра на основе эмпирических данных, после нанесения составов известных минеральных видов пород, также ограничиваются поля, соответствующие различным видам глинистых и глинисто-песчаных пород.

В качестве примера рассмотрим общую схему определения минерального вида песчаной породы (расчет произведен в табл. 13).

1. Оцениваем количество карбонатов и сульфатов по содержанию CO_2 и SO_3 , так как их присутствие в значительном количестве сильно понижает содержание других окислов. Можно пренебречь допускаемой погрешностью, если содержание $\text{CO}_2 + \text{SO}_3$ менее 1,5—2 %, а при высоком их значении ввести поправки на присутствие карбонатов и сульфатов. Для этого необходимо: а) перевести CO_2 и SO_3 из весовых процентов в молекулярные количества; б) перевести CaO из весовых процентов в молекулярные количества; в) вычесть из молекулярных количеств CaO молекулярные количества CO_2 и SO_3 , как связанные с ней в кальците $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ и гипсе $\text{CaO} \cdot \text{SO}_3$; г) оставшееся количество CaO перевести в весовые проценты.

ТАБЛИЦА 13

Расчет параметров химического состава песчаной породы

Компоненты	Вес. % (аналитические)	Вес. % (без карбонатов)	Мол. кол.
SiO ₂	73,18	77,60	1219
TiO ₂	0,40	0,42	005
Al ₂ O ₃	8,17	8,63	084
Fe ₂ O ₃	0,32	0,34	002
FeO	3,27	3,46	048
MnO	0,08	0,07	—
MgO	2,55	2,70	067
CaO (CaO')	3,62	0,15	—
K ₂ O	1,70	1,80	019
Na ₂ O	1,51	1,61	026
P ₂ O ₅	0,12	0,13	—
CO ₂	2,72	—	—
H ₂ O	0,03	0,03	—
П. п. п.	2,98	3,15	—
Сумма	100,65	100,09	—

Примечание. CaO=3,62 вес. %=064 мол. кол.; CO₂=2,72 вес. %=061 мол. кол.; CaO' = 064 - 061 = 003 мол. кол.; SiO₂ = 1219 мол. кол.; Na₂O' = Na₂O + K₂O = 026 + 019 = 045 мол. кол.; FeO' = Fe₂O₃ + FeO + MgO = 002 + 048 + 067 = 117 мол. кол.; Al₂O₃' = Al₂O₃ + TiO₂ = 084 + 005 = 089 мол. кол.

2. Вычитаем из общей суммы окислов весовые содержания CO₂, SO₃ и эквивалентное их количество CaO, связанное в карбонатах и сульфатах, а все остальные компоненты, включая CaO', пересчитываем на 100 %.

3. Вычисляем по таблицам А. Н. Заварицкого молекулярные количества окислов, входящих в основные параметры химического состава, и рассчитываем параметры SiO₂; Na₂O' = Na₂O + K₂O; FeO'' = Fe₂O₃ + FeO + MgO; Al₂O₃' = Al₂O₃ + TiO₂.

4. По значению параметра Al₂O₃' устанавливаем принадлежность данной породы к глинистой или песчаной. Если Al₂O₃' > 180, то это либо глинистая порода, либо редко встречающийся тип плагиоклазовых песчаников, и чтобы ответить на данный вопрос, вычисляем отношение Al₂O₃'/CaO', которое для плагиоклазовых песчаников близко к двум, а в глинистых породах больше десяти. Если Al₂O₃' < 180, то порода относится к песчаному типу.

5. По значениям главных параметров наносим точки на левую или правую части диаграммы и определяем минеральный вид породы.

По химическому составу можно не только установить минеральный вид, но составить представление о принадлежности породы к более мелким классификационным единицам — разновидностям и разностям. Например, в семействе граувакк могут быть выделены петрокластические граувакки по высоким значениям параметров FeO'', Al₂O₃' и CaO', лититовые, характеризующиеся в большинстве случаев высокими значениями Al₂O₃' при средних FeO'' и низких значениях CaO', кремневые — по большим значениям SiO₂ при низких значениях остальных параметров. Содержание окислов K₂O, Na₂O и CaO'

ТАБЛИЦА 14

Количественные содержания элементов-индикаторов минералов и их концентраций в песчаных породах

Минерал	Химический элемент-индикатор	Содержание в породе для разных минеральных концентраций, вес. %			
		1 %	5 %	10 %	25 %
Гематит	Fe ₂ O ₃	0,9	4,7	9,5	23,7
	FeO	—	0,1	0,2	0,5
Магнетит	Fe ₂ O ₃	0,7	3,4	9,0	17,0
	FeO	0,3	1,5	3,1	6,8
Титаномагнетит	ΣFe	0,7	3,7	7,4	18,5
	TiO ₂	0,2	1,2	2,5	6,2
Ильменит	ΣFe	0,5	2,5	5,0	12,5
	TiO ₂	0,4	2,2	4,5	11,2
Рутил	TiO ₂	1,0	4,9	9,8	24,5
Сфен	TiO ₂	0,4	2,0	4,1	10,2
	CaO	0,3	1,4	2,9	7,2
Циркон	ZrO ₂	0,7	3,3	6,7	16,7
Гранаты	ΣFe	0,3	1,6	3,2	8,0
		0,2	1,1	2,2	5,5
альмандин	Al ₂ O ₃	0,2	0,8	1,7	4,2
	MgO	0,2	1,1	2,2	5,5
пироп	Al ₂ O ₃	0,2	1,1	2,2	5,5
	CaO	0,3	1,7	3,4	8,4
гроссуляра	B ₂ O ₃	0,1	0,5	1,0	2,5
Турмалин	ΣFe	0,2	1,2	2,5	6,2
Глауконит	K ₂ O	—	0,3	0,7	1,7
	P ₂ O ₅	0,4	1,9	3,9	9,7
Апатит					

и их отношения позволяют выделять разновидности аркозов от кислых K- до основных Na—Ca-аркозов (гл. VII).

В минеральном и переходных классах песчаных пород повышенное содержание того или иного минерала повлечет соответствующие изменения валового химического состава. Каждый из минералов, способный давать концентрации, при некоторых повышенных содержаниях может улавливаться в результатах общего химического анализа по характерным для него химическим элементам. В табл. 14 приведены элементы-индикаторы наиболее часто встречающихся в песках и песчаниках минералов и, с использованием данных П. Н. Чирвинского [1953 г.] по химическому составу последних, показаны содержания этих элементов для разных минеральных концентраций. В общем случае большинство элементов-индикаторов, за исключением характерных для немногих минералов ZrO₂, B₂O₃, TiO₂, маскируется из-за присутствия других минералов и обломков пород. Связь химических элементов с определенными минералами все более проявляется с увеличением степени дифференциации осадка и становится наиболее отчетливой в кварцевых песках.

VII

ГЛАВА

СЕМЕЙСТВО ОЛИГОМИКТОВО-КВАРЦЕВЫХ ПОРОД

Это — группа или семейство пород, объединенных общим признаком — высоким содержанием обломочного кварца. Включает в себя олигомиктовые пески и песчаники, обломочная часть которых состоит из кварца на 75—90 %, и кварцевые, содержащие обломочного кварца более 90 %. Кварцевые пески и песчаники в свою очередь подразделяются на собственно кварцевые с количеством обломков кварца 90—95 % и высококварцевые, состоящие из обломочного кварца более чем на 95 %. Под обломочным кварцем понимаются обломки монокристаллов, а не поликристаллических агрегатов — кварцитов, микрокварцитов или кремнистых пород. Последние являются признаками полимиктовости и при высоких содержаниях определяют принадлежность пород к кварцево-кремневым и кремневым грауваккам, а не к кварцевым песчаникам.

Синонимами термина «кварцевый песчаник», принятыми в англоязычной литературе, являются термины «ортокварцит», введенный А. Тьежем в 1921 г., и «кварцевый аренит», впервые использованный К. Джилбертом в 1954 г., или «кварцаренит». Для тонкозернистых высококварцевых песчаников, состоящих из угловатых зерен, цементированных вторичным кремнеземом, применялось название «ганистер», а для грубо-среднезернистых разновидностей, состоящих из угловатых кварцевых зерен — термин «грит». Название «вторичный кварцит» относится к породам, не являющимся предметом осадочной петрографии. Согласно Н. И. Наковнику [1964 г.], вторичными кварцитами называется комплекс гидротермально-метасоматически-измененных пород, преимущественно кислых и средних вулканитов. Термином «паракварцит» [Tieje A., 1921 г.] обозначают контактово-метаморфические разновидности «метакварцитов» — метаморфических пород, состоящих из кварца. Эти термины представляются излишними, поскольку термин «кварцит» уже охватывает понятие о метаморфической породе. Природа собственно кварцитов или метаморфических кварцитов может быть двоякой; они могут быть сформированы как за счет преобразования песчаников, так и за счет био- и хемогенных силицитов, однако в метаморфических фациях часто

неотличимы друг от друга ни внешне, ни под микроскопом. Необходимы специальные литологические наблюдения над формой аксессуаров, обычно цирконов, или над поведением малых элементов, чтобы решить вопрос о природе кварцитов. После установления происхождения порода может быть названа как «метаобломочный кварцит» в одном случае и «метасилицитовый кварцит» — в другом.

Петрографический состав. Кварцевые пески, песчаники и кварциты образуют пласты большой протяженности и обычно небольшой мощности, измеряемой первыми дециметрами, реже метрами. Даже в однородных пачках кварцевых песков и песчаников мощностью в несколько десятков метров всегда обособляются пласты толщиной по несколько дециметров или метров, разделенные пластовыми поверхностями. Цвет чистых кварцевых песчаников белесый, светлый, желтый, розоватый или зеленоватый. Наличие слабой окраски в породах, даже не содержащих примесей, объясняется собственной окраской кварцевых зерен. Красителями кристаллического кварца могут быть железо, марганец, титан, никель и кобальт. Количество марганца в окрашенных в фиолетовый цвет кристаллах кварца может достигать 0,1—0,5 %, а окислов железа в сильноокрашенном красно-буром кварце — 3 %. Главной причиной окраски пород являются все же примеси в виде пленок на зернах и в цементе, а также темноцветные и рудные минералы тяжелой фракции. При переходе от кварцевых пород к олигомиктовым породы становятся более темными, блеклыми. В случае присутствия окисного железа в количестве 0,2—0,3 % песчаники приобретают розово-красную окраску, при содержании окисного дисперсного железа в количестве 1 % и более — бурую или красно-бурую. Небольшая примесь глауконита окрашивает породы в светло-зеленый цвет, который становится густым светло- или темно-зеленым при содержании глауконита 8—10 %. Характерный табачный цвет сообщают песчаникам лептохлориты. Часто у кварцевых песчаников можно наблюдать яркие сверкающие поверхности скола из-за развития регенерационных ориентированных кристаллов кварца или базального пойкилитового гипсового или карбонатного цемента.

Характерной особенностью многих кварцевых песчаных пород является приобретение ими «скальных» свойств во время или сразу после литификации, что связано с их цементацией различными модификациями кремнезема. Крепость пород, исключая докембрийские кварцито-песчаники и кварциты, мало зависит от геологического возраста, а часто и от глубины погружения, почему никогда не погружавшиеся глубоко «нижнеэоценовые песчаники Общего Сырта, каневские, бучагские и полтавские песчаники юга Русской платформы... макроскопически представляют собой очень плотные, нередко сливные, стекловатые на вид породы» [5, с. 148], и наоборот,

«на отдельных площадях Калининградской области на глубинах 2000—2300 м в среднекембрийских песчаных отложениях отмечается наличие несвязных бесцементных песков» [Лашкова Л. Н., 1980, с. 58]. Скальные, цементированные кремнеземом кварцитовидные песчаники распространены, однако, значительно шире бесцементных песков или менее крепких песчаников, цементированных карбонатным, глинистым или иными видами цемента, и, будучи устойчивыми против эрозии, часто слагают вершины холмов и гряд, образуя на них обнаженные участки.

Для кварцевых и олигомиктовых песчаных пород очень характерны косая слойчатость и знаки ряби в связи с отложением их материала из нормальных водных (или воздушных) суспензий, формировавшихся на суше в реках или в мелководных бассейнах континентов или континентальных окраин. По своей динамической природе подавляющее большинство кварцевых и олигомиктовых песков принадлежит к осадкам хроногенным, пласты которых накапливаются длительное время, что находит, в частности, отражение в слабой корреляционной зависимости между мощностью пластов и размером зерен в их основании [Шванов В. Н., 1971 г.]. В кварцевых песчаных породах могут быть встречены напластовые биогенные текстуры; наоборот, напластовые механоглифы, так же как и градационная слоистость, встречаются чрезвычайно редко.

Количество обломочного кварца в некоторых разностях кварцевых песков достигает почти 100%. В Часовъярском ($P_8 - N_1$) и Люберецком (J_3) месторождениях кварцевых песков средние содержания кварца составляют соответственно 99,8 и 99,1%. По И. М. Симановичу [33], в кварцевых и олигомиктовых песчаных породах накапливается преимущественно кварц из метаморфических пород и древних гранитоидов. Для большинства зерен высококварцевых песков характерно нормальное, а не волнистое погасание: зерен с волнистым погасанием тем больше, чем ниже общее содержание кварца. Очевидно, обогащение кварцевых песков бездефектными зернами, не содержащими включений, как наиболее устойчивыми, является отражением тех же процессов сепарации осадка, которые приводят к формированию самих кварцевых песчаных пород, но осуществляются на еще более высоком, предельном уровне созревания.

Минеральная ассоциация кварцевых песков кроме кварца включает в себя калиевый полевой шпат, обычно микроклин, наиболее устойчивый в зоне осадкообразования, и альбит, менее устойчивый, чем микроклин, в зоне седиментации, но более стабильный в зоне эпигенеза. Тот и другой минералы часто присутствуют в виде чистых, незамутненных разностей. Третьим постоянным компонентом является поликристаллический кварц в виде обломков кварцитов, микрокварцитов, в той или иной мере раскристаллизованных силицитов. Наибо-

лее характерные количественные соотношения между отмеченными компонентами наблюдаются во фракции 0,15—0,30, в более мелких фракциях и разностях песков возрастает количество полевых шпатов, в более крупных — обломков поликристаллического кварца [45]. Из других компонентов могут быть встречены обломки белых слюд, биотита, в олигомиктовых песчаниках — альбит-олигоклаз и обломочные зерна пород (глинистых, алевритовых или карбонатных). Обычным спутником является глауконит, содержание которого, если это не собственно глауконитовые песчаники, часто положительно коррелируется с содержанием полевых шпатов.

Карбонатные раковины в кварцевых песчаниках редки. В кремнистых кварцевых песчаниках могут встречаться остатки кремневых губок, диатомей, радиолярий (как, например, в харьковском ярусе Украины), в фосфатоносных песках — фосфатные раковины (например, в пакерортских песчаниках Ленинградской области), зубы акул, костные остатки позвоночных и другие окаменелости.

Список тяжелых минералов, встреченных в кварцевых песчаных породах, включает около 50 минеральных видов, однако в конкретной породе их число составляет обычно не более 15—20 минералов. Постоянными минералами кварцевых песков, независимо от возраста и геологического положения, являются циркон и турмалин. Менее постоянно, но также обычно присутствие рутила, граната (альмандина или уваровита), ильменита или замещающего его лейкоксена. Содержание остальных минералов определяется местными условиями [45]. С уменьшением содержания кварца увеличивается разнообразие минеральных видов: в олигомиктовых породах, обогащенных полевыми шпатами и слюдой, могут быть встречены актинолит, роговая обманка и эпидот. На поверхности песчаных зерен часто наблюдается пленка из новообразованных продуктов, главными компонентами которой являются кремнезем, глинозем и окись железа, хотя могут быть пленки из органических соединений, фосфатов и других веществ.

Основная часть обломочного материала кварцевых песков сосредоточена во фракции 0,10—0,25 мм. Еще в 1958 г. А. М. Цехомский писал, что на Русской платформе преимущественным развитием пользуются мелкозернистые пески. Вторым структурным типом являются грубозернистые пески и песчаники с преобладанием или высоким содержанием фракций 0,25—0,50 мм, обычно образующиеся в результате перемява несколько более древних песков и залегающие часто со следами размыва на поверхности последних. Подобные крупнозернистые пески описаны в кровле песчаной толщи Харьковского яруса Украины [Карякин Л. И., 1951 г.], в зейской серии (P₃ — Q₁) Зейско-Буреинской депрессии [Цехомский А. М., Петрунькина П. М., 1961 г.] и в других районах. В континентальных условиях в процессе перевевания кварцевых песков об-

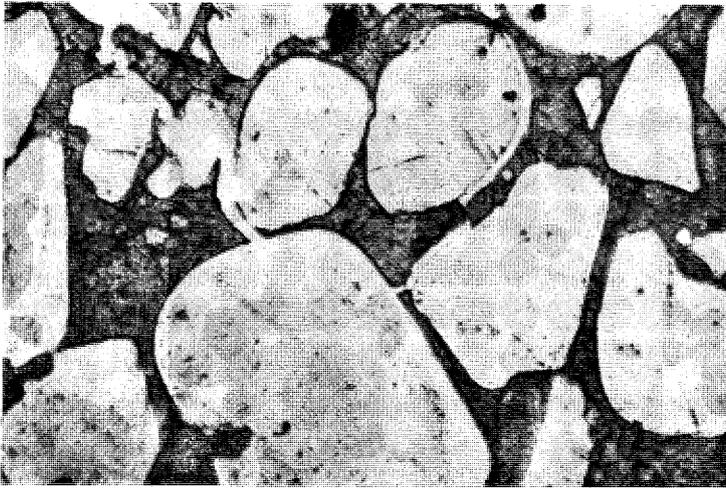


Рис. 28. Кварцевый песчаник зоны начального катагенеза, сложенный окатанными и полуокатанными обломками кварца.

Цемент опаловый базальный, сплошной, равномерный, аморфный; 80^{\times} , без анализатора. Бучагско-каневские слои Воронежской синеклизы. Коллекция А. Д. Совко.

разуется третий тип бимодальных песчаных пород, обедненных фракциями 0,1—0,3 мм. Р. Фолк описал подобные пески в составе современных осадков пустыни Симпсон в Австралии и среди ископаемых отложений Северной Америки, подвергавшихся на конечных этапах эоловой дефляции [Folk R., 1968 г.].

Кварцевые пески и песчаники сложены зернами наиболее высокой окатанности по сравнению с другими минеральными типами песчаных пород (рис. 28). Специальное изучение окатанности кварцевых зерен в песчаниках с разным содержанием кварца производилось на кафедре литологии ЛГУ В. Цолюком. На рис. 29 показаны кривые распределения коэффициентов округленности Q и сферичности P , определенные по упрощенному методу Ваделла [49]. Измерения проводились в шлифах, а затем для всей серии из 30 шлифов песчаных пород, содержащих кварц от 5 до 100 %, было подсчитано, что связь коэффициентов P и Q с общим содержанием кварца в породах положительная, нелинейная и выражается следующими значениями коэффициента корреляции:

$$h_{\text{кварц}/Q} = +0,89 \quad \text{при} \quad \alpha = 0,56;$$

$$h_{\text{кварц}/P} = +0,83 \quad \text{при} \quad \alpha = 0,36,$$

где α — мера нелинейности.

Таким образом, минералогическое созревание песков сопровождается ростом окатанности частиц, которое достигает

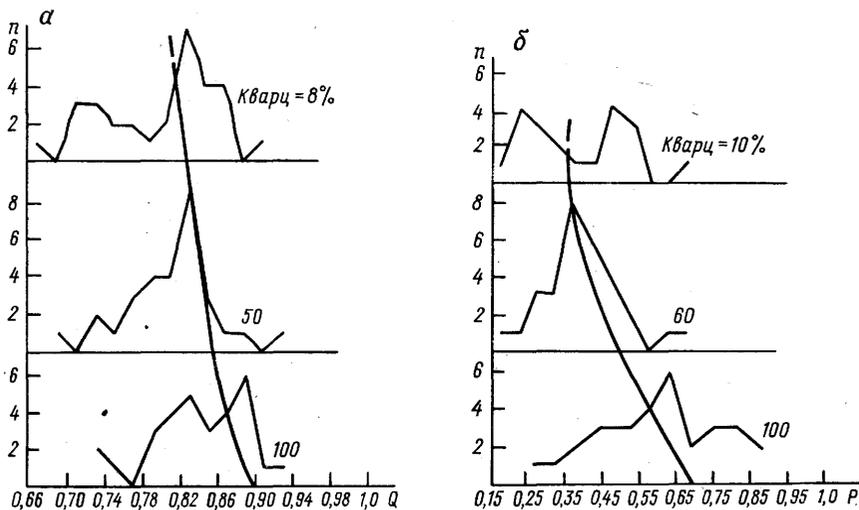


Рис. 29. Кривые распределения коэффициентов округленности $Q(a)$ и сферичности $P(b)$ кварцевых зерен в песчаниках с различным содержанием кварца.

n — количество зерен.

максимума в чисто кварцевых песчаных осадках. И хотя нередко, как отмечает И. М. Симанович [33], в кварцевых песчаниках наряду с окатанными и полуокатанными зернами присутствуют окатанно-угловатые и даже угловатые, что свидетельствует о разной судьбе зерен в седиментационных циклах, общая тенденция к формированию идеально округленных песчаных частиц правильной эллипсоидальной формы является характерной особенностью кварцевых песков.

Самой распространенной формой цементации кварцевых песков является кремнистый цемент из опала, халцедона или кварца. Кремнистые виды цемента образуются в диагенезе, гипергенезе, либо, в более широком масштабе, при эпигенезе. Развитие кремнистого цемента может идти по линии осаждения опала с последующим переходом в халцедон и далее в кварц, либо путем непосредственного осаждения кварца, поэтому в некоторых молодых породах, например в палеогеновых песчаниках Русской платформы, как отмечалось В. И. Лучицким еще в 1901 г., можно наблюдать комбинацию из всех трех модификаций кремнистого цемента.

Опаловый цемент является принадлежностью молодых пород, не подвергшихся погружению на глубину, а также находящихся или находившихся ранее в зонах гипергенного окварцевания. Подобный цемент может быть поровым или базальным. Со временем опаловый цемент переходит в халцедон с образованием сферолитов и шестоватых кристаллов, часто образуя

щих вокруг кварцевых зерен кристификационные каемки. Халцедон также переходит в кварц — устойчивую форму кремнезема в осадочных породах. Независимо от способа образования кварц в цементе всегда, за редкими исключениями, кристаллографически и оптически ориентирован одинаково с обломочными зернами, на которые он нарастает. Регенерационные каемки, хорошо видимые под поляризационным микроскопом или невидимые, обнаруживаемые только с помощью люминесценции, существуют до нижней границы метатенеза. Уничтожение пленок, а следовательно, и первичных контуров зерен происходит при метаморфизме в результате рекристаллизационного бластеза.

Вторым по распространению минеральным видом цементов, более характерным для олигомиктовых песчаников, чем для кварцевых, является карбонатный, в первую очередь кальцитовый, затем доломитовый. Цементы из железистых и железисто-доломитовых карбонатов более свойственны полимиктовым породам и в кварцевых встречаются чрезвычайно редко. Карбонатные цементы могут быть поровыми, в том числе мозаичными, особенно характерными для доломита, когда монокристаллы в порах представлены хорошо выраженными ромбоэдрами. Карбонатные цементы часто бывают базальными, различной зернистости — от скрытокристаллических до пойкилитовых; последние особенно характерны для вторичной кальцитовой цементации. По взаимоотношению с обломочными зернами цементация может быть независимой, проявляться в виде кристификационных каемок или, что бывает часто при обильном кальцитовом цементе, сопровождаться замещением кварца карбонатами (коррозионный цемент различной интенсивности часто встречается именно в кварцевых и олигомиктовых песчаниках).

Железистый цемент также обычен для кварцевых и олигомиктовых песков и песчаников, встречается преимущественно в виде рубашек на поверхности зерен. К ним могут добавляться непрозрачные сгустки гематита, гидрогетита или лимонита. Сгустки могут быть неправильной формы, хлопьевидными, заключать по несколько обломочных зерен. Базальный цемент — пятнистый или сплошной, заключающий обломочные зерна, проявляется у железистых стяжений, которые могут быть встречены внутри красноцветных обломочных толщ или железисто-оолитовых отложений.

Глинистые цементы нетипичны для кварцевых пород, так как процессы их формирования, сопровождающиеся разрушением всех компонентов, кроме кварца, являются в большинстве случаев и процессами отделения глинистой фракции. Песчаники с глинистым цементом формируются обычно как второстепенные члены парагенезов песчано-глинистых, существенно каолинитовых толщ, и, как правило, содержат кроме кварца зерна полевых шпатов, кремнисто-кварцевых или других оса-

ТАБЛИЦА 15

Приблизительные граничные значения главных химических параметров бесцементных кварцевых и олигомиктовых песков и песчаников (сняты с классификационной диаграммы, рис. 27)

Химические параметры	Виды пород			
	Кварцевые (кварца >90 %)		Олигомиктовые (кварца 90—75 %)	
	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %
SiO_2	>1600	>96,0	1600—1470	96,0—88,2
$\text{FeO}'' = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$	<020	<1,8	020—045	1,8—4,1
$\text{Na}_2\text{O}' = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	<018	<1,4	018—040	1,4—3,1

дочных пород. По количеству и морфологии глинистые цементы могут быть пленочными, поровыми и базальными, обычно равномерными, реже пятнистыми, по составу — часто каолинитовыми, а также гидрослюдистыми и смешанными.

Гипсовый или ангидритовый цементы в кварцевых песчаниках встречаются сравнительно часто в результате вторичной миграции сульфатов в песчаные пласты из расположенных рядом сульфатных толщ. Формой выделения сульфатов кальция являются выполняющие поры кристаллическизернистые разности, пойкилитовые кристаллы или чаще волокнистый селенит, однообразно ориентированный в пределах довольно значительных участков породы. Известны кварцевые песчаники, локально цементированные баритом и целестином.

Кварцевые пески наиболее богаты кремнеземом: в чистых разностях количество SiO_2 может достигать 99 % и даже 99,9 %. В табл. 15 показаны нижние пределы химических параметров, ограничивающие кварцевые и олигомиктовые пески. Поскольку основным слагающим их минералом является кварц, главным параметром служит SiO_2 . Установление нижней петрографической границы кварцевых песков по значению $\text{SiO}_2 = 96$ % и олигомиктовых — $\text{SiO}_2 = 88,2$ % приблизительно соответствует делению кварцевых песчаных пород при промышленных оценках. А. М. Цехомским [1958 г., 1982 г.] при прогнозных оценках стекольных песков европейской части СССР к кварцевым относились пески с содержанием SiO_2 не ниже 95—96 %, к полевошпато-кварцевым — содержащие SiO_2 — 90—95 %. Кварцевые пески и песчаники могут иметь более низкие значения параметра SiO_2 и более высокие FeO'' или $\text{Na}_2\text{O}'$ за счет цемента. Поэтому химические параметры не являются классификационными категориями, а служат лишь для приближенных петрографических, а также для промышленных оценок.

В табл. 16 приведены химические анализы некоторых кварцевых и олигомиктовых песчаных пород. В кварцевых песках, содержащих обломков кварца более 90 %, в зависимости от количества и состава цемента глинозема обычно содержится от сотых долей до 2,5—3,5 %, окиси кальция — от следов до 0,5—1,2 %, окиси магния — от следов до 0,3—0,6 %, окиси натрия — до 0,3 %, окиси калия — до 0,2 %.

Вторичные изменения. Высокий геохимический потенциал кремнезема в кварцевых песчаниках приводит к тому, что минералы кремнезема, и в первую очередь кварц, являются главными факторами и индикаторами осуществляющихся в них вторичных преобразований. Цементация кварцем в породах, не содержащих другого цемента, может осуществляться очень быстро — на стадии диагенеза или начального катагенеза — и приводить к появлению твердых пород, внешне похожих на кварциты. Такие породы, следуя В. К. Головенку [5], по чисто внешнему признаку можно называть «кварцитовидными песчаниками», используя это название как термин свободного пользования. Собственно классификационными категориями являются понятия кварцевый песок — кварцевый песчаник — кварцевый мозаичный песчаник — кварцито-песчаник (кварцевый метапесчаник) — кварцит (метаобломочный), которые устанавливаются после визуальных оценок и наблюдений над минеральными формами, структурами и текстурами в шлифах.

ТАБЛИЦА 16

Химический состав (вес. %) кварцевых и олигомиктовых песчаных пород

Компоненты	Кварцевые				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	97,80	98,74	99,24	98,30	97,77
TiO ₂	—	0,06	0,03	Сл.	0,15
Al ₂ O ₃	1,02	0,51	0,32	0,60	0,96
Fe ₂ O ₃	0,41	0,09	0,08	0,10	0,12
FeO	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—
MgO	0,27	0,02	0,14	0,08	—
CaO	—	—	0,11	0,32	0,11
Na ₂ O	—	0,10	—	—	0,26
K ₂ O	—	0,06	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,28
SO ₃	—	0,23	—	—	—
C	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,47	0,15	0,29	0,31	Не обн.
Сумма	99,97	99,96	100,21	99,71	99,65

Компоненты	Олигомиктовые				
	6	7	8	9	10
SiO ₂	97,22	96,20	93,34	93,18	89,04
TiO ₂	0,48	0,05	—	0,03	0,26
Al ₂ O ₃	1,01	0,51	2,00	0,86	4,86
Fe ₂ O ₃	0,31	1,36	1,64	0,76	0,44
FeO	—	1,15	1,15	3,02	1,63
MnO	—	0,01	—	0,03	0,01
MgO	—	0,21	0,38	0,53	0,47
CaO	0,12	0,30	1,14	0,58	0,18
Na ₂ O	Сл.	0,03	—	0,01	0,20
K ₂ O	—	0,17	—	0,02	2,00
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,56	—
H ₂ O ⁻	—	0,02	—	0,03	—
CO ₂	—	0,43	—	0,20	—
P ₂ O ₅	0,54	0,04	—	0,09	0,09
SO ₃	—	0,02	—	—	—
C	—	—	—	—	—
П. п. п.	Не обн.	0,01	—	—	0,46
Сумма	99,68	100,51	99,65	99,90	99,64

Примечания. 1. Кичигинское месторождение. Западно-Сибирская плита, олигоцен [45]. 2. Камышинское месторождение. Русская платформа, палеоцен [45]. 3. Неболчинское месторождение. Русская платформа, нижний карбон [45]. 4. Саблинское месторождение. Русская платформа, средний — верхний кембрий [45]. 5, 6. Угленосно-терригенная толща юры бассейна реки Камы [Зубарев С. В., 1984 г.]. 7. Шокинская серия нижнего рифея Балтийского щита. Кварцит [36]. 8. Харьковская свита олигоцена Русской платформы [Карякин Л. И., 1951 г.]. 9. Средний протерозой Балтийского щита. Магнетитсодержащий кварцит [Литология и геохимия... 1978 г.]. 10. Петрозаводская свита нижнего рифея Балтийского щита. Кварцит [36]. 1—4 — средние из анализов по месторождениям, 5—10 — единичные анализы.

В кварцевом песке, обладающем сыпучестью, тем не менее уже может наблюдаться частичная цементация кремнеземом, связанная с образованием пленок опала, крустификационных каемок и сгустков халцедона или регенерационных кайм из кристаллического кварца. Из-за обилия порового пространства в бесцементном песке часто присутствуют дипирамидально-призматические новообразованные кристаллы кварца с ядрами из обломочных зерен, лучше всего наблюдаемые в рыхлых иммерсионных препаратах. Правильно ограниченные формы вторичного кварца, которые можно также наблюдать в шлифах (рис. 30, а), вообще являются признаком его ранней генерации. Рыхлые бесцементные пески с проявлениями начального окварцевания характерны для стадии диагенеза, могут быть встречены на стадии начального катагенеза, а иногда среди пород, подвергшихся глубокому катагенезу, когда отсутствие цементации является результатом вторичного выноса цементирующего кремнезема подземными водами.

Кварцевые песчаные осадки с глинистой, карбонатной, железистой, фосфатной или кремнистой (опало-халцедоновой) составляющей, если она настолько значительна, что выполняет

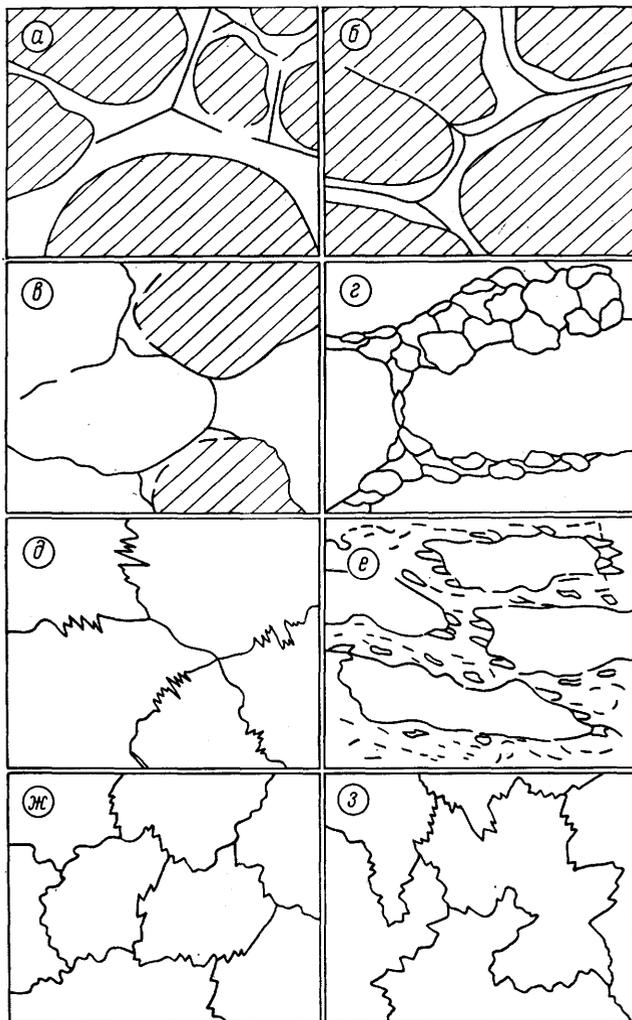


Рис. 30. Типы структур кварца в кварцевых песчаниках — кварцитах.

z — кристаллизационная огранка регенерационного кварца; б — регенерационный кварц без кристаллизационной огранки; в — конформная структура с реликтами обломочного кварца; z — инкорпорационная структура; д — микростилолитовая структура; e — структура направленной коррозии и кристаллизации в породе с некварцевым цементом; ж — неполнообластическая структура; з — полнообластическая структура.

На рисунках а—в штриховкой показаны распознаваемые обломочные зерна, на по следующих рисунках они неотличимы от регенерационного или рекристаллизационного кварца.

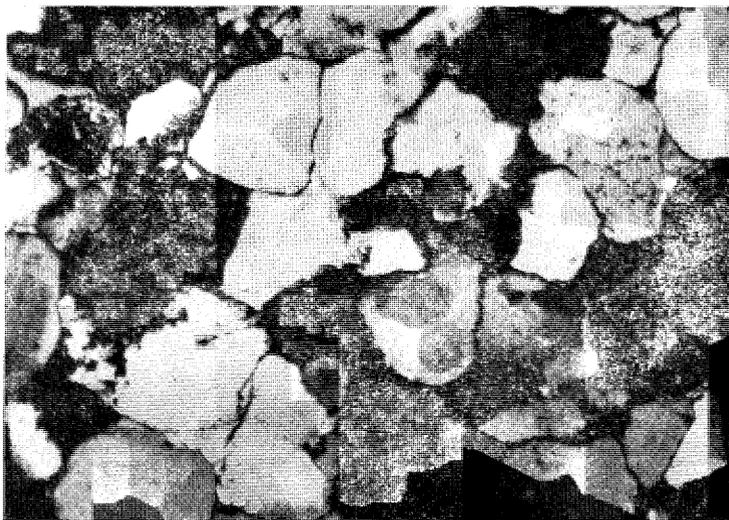


Рис. 31. Кварцевый песчаник зоны глубокого катагенеза, сложенный обломками кварца и единичными зернами микрокварцитов.

Кварцевый регенерационный цемент — контурный и поровый — создал конформную (мозаичную) структуру. Железистый пленочный цемент очерчивает первичные контуры зерен, часть зерен потеряла первичные контуры вследствие рекристаллизационного бластеза; $80\times$, с анализатором.

роль порового или базального цемента, приобретают свойства литифицированного песчаника уже на стадии диагенеза. При этом часто происходит коррозия обломочного кварца карбонатами или глинистым веществом, перекристаллизация карбонатов и частичная перекристаллизация кремнезема с образованием сферолитов, волокнистых агрегатов или крустификационных каемок халцедона.

С погружением на глубину бесцементные пески превращаются в песчаники в связи с уплотнением и цементацией их кварцем. Кварц осаждается в виде регенерационных каемок, постепенно заполняя поровое пространство. По наблюдениям И. С. Делицина [1981 г.], нарастание кварца происходит преимущественно под углом 15° к направлению оптической оси зерен и идет до полного уничтожения пористости. Одновременно на этом этапе возможна пелитизация или серицитизация калиевых полевых шпатов (кроме микроклина), пелитизация зерен плагиоклазов, обесцвечивание биотита и гидрослюдизация каолинита. Полное заполнение порового пространства вторичным кварцем приводит к формированию мозаичной структуры, характеризующейся плотным конформным сочленением зерен, сохраняющих при этом отчетливую первоначальную обломочную структуру благодаря присутствию пленок на поверхности обломков под регенерационной каймой (рис. 30, б; 31).

При образовании мозаичных структур возможны проявления инкорпорации и микростилолитизации на границе отдельных зерен или вдоль трещин, пересекающих несколько обломков (рис. 30, *г, д*). Образование песчаников с мозаичными структурами (или мозаичных песчаников), у которых первичные контуры обломков могут быть еще обнаружены, соответствует зоне глубокого катагенеза и протекает в условиях: $p=2$ кбар и $t=200$ °С. В породах с глинистым цементом первоначально происходит раскристаллизация цемента, его гидрослюдизация, частичная коррозия кварцевых зерен и их, также частичная, регенерация в теневых участках; у нижней границы катагенеза усиливаются явления направленной коррозии и кристаллизации (рис. 30, *е*). В песчаниках с карбонатным и сульфатным цементами на начальных этапах катагенеза возможна интенсивная коррозия обломочных зерен, постепенно затухающая по мере отжатия карбонатов и сульфатов и сменяющаяся с глубиной проявлениями кварцевой регенерации.

Дальнейшее преобразование кварцевых песчаных пород заключается в стирании первичных контуров обломочных зерен вследствие рекристаллизационного бластеза, усиления явлений инкорпорации и собирательной кристаллизации, в результате чего формируется неполнобластическая структура (рис. 30, *ж*) из изометричных взаимопроникающих зерен, потерявших реликтовые обломочные структуры. Зона перехода от мозаичных структур к гранобластовой соответствует зоне метагенеза, а породы ей отвечающие носят название кварцевых метапесчаников.

В породах с глинистым цементом осуществляется его перекристаллизация с образованием микролепидобластовых линзочек и неправильных прослоев вдоль трещин скольжения, в зернах кварца усиливаются явления направленной коррозии и кристаллизации, осуществляется рекристаллизационный бластез, что в конечном счете приводит к появлению вторично-слоистой породы с чередованием слоев хлорит-слюдистого и кварцевого состава. Породы с неотчетливо сформированной кристаллизационной слоистостью, неупорядоченными, часто мелко- и тонкочешуйчатыми хлорит-слюдистыми агрегатами и реликтами обломочного кварца носят название слюдистых или хлорит-слюдистых метапесчаников. Они являются аналогами глинистых кварцевых песчаников, принадлежащими зоне метагенеза.

Минеральные превращения кварцевых песчаных пород на стадии метагенеза заключаются в разрушении калиевых полевых шпатов, в том числе и микроклина, в преобразовании плагиоклазов, кроме альбита, разрушении глауконита, биотита, каолинита, место которых занимают новообразованный кварц, альбит, диоктаэдрическая слюда, близкая к мусковиту (политип 2M₁), пирофиллит, диккит. Возможно также образо-

вание карбонатов, хлорита и парагонита за счет глинистых, карбонатно-глинистых кварцевых или олигомиктовых песков. Нижняя граница метазенеза приблизительно соответствует условиям $p=2,5 \div 3$ кбар, $t=250 \div 280$ °С.

Метаморфическая порода, сложенная кварцем, называется кварцитом. Признаками кварцита, таким образом, являются кварцевый состав и бластическая (порфиробластовая) структура (рис. 30, ж и з) при отсутствии обломочного кварца, за исключением единичных, обычно наиболее крупных зерен. Как отмечалось, кварциты могут быть вторичными, метасоматическими или первично-осадочными; среди последних существуют образованные за счет метаморфизма биохемогенных силицитов (метасилицитовые кварциты) и за счет кварцевых песков (метаобломочные кварциты). Признаками метаобломочных кварцитов, отличающими их от всех остальных, являются: 1) присутствие окатанных зерен или обломков окатанных зерен циркона, монацита, рутила или ильменита; 2) парагенез с высокоглиноземистыми сланцами — петрофиллитовыми, кордиеритовыми или кианитовыми; 3) высокий титановый модуль, вообще характерный для высокодифференцированных толщ терригенного происхождения; 4) геохимическая ассоциация и ряд подвижности химических элементов, выявляемый, в частности, методом многократной корреляции, близкий к идеальному ряду подвижности малых элементов в связи с условиями глубокого химического выветривания при накоплении кварцевых песков. Перечисленные методы успешно использовались для многих объектов, в том числе для древнейших гранулитовых комплексов Кольского полуострова и нижнеархейского Алданского комплекса [27].

Кварцевые пески с глинистым цементом при метаморфизме превращаются в слюдисто-кварцевые или хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы, первично осадочная природа которых также может быть установлена методами, отмеченными выше. Парагенез с высокодифференцированными породами и геохимические ассоциации, близкие к идеальному ряду подвижности химических элементов, позволяют отличать эти породы от метаморфизованных аркозов и некоторых лититовых песчаников, которые по минеральным и структурно-текстурным характеристикам могут быть близки к метаморфическим разностям первично-глинистых кварцевых песков.

Геологическое распространение и парагенезы. Сведения о территориальном и возрастном распространении кварцевых и, близких к ним песков и песчаников содержатся в сводках [24, 33, 45], а также в работах А. М. Цехомского с соавторами [1958 г., 1960 г.], Ю. П. Казанского [1976 г.] и многих других публикациях. Отмечая распространение кварцевых песков и песчаников, необходимо осветить не только их географию и возраст, но также особенности их тектонического положения

в тех или иных регионах. В силу неоднозначности тектонических понятий и терминов, а также возрастных датировок стадий развития земной коры в гл. XI проводится применявшаяся мною ранее [50] и принятая в данной работе система соответствующих понятий и возрастных датировок геологических явлений.

В толщах катархея, формировавшихся в условиях обширных мобильных зон или пангеосинклинальных систем, метаобломочные кварциты, распознаваемые по редким реликтам обломочных структур, осадочных текстур и окатанным зернам циркона, рутила и некоторых других минералов, выявлены в иенгрской серии Алданского щита, в нижней первично-осадочной (?) толще катархея Анабарского щита, в нижней — керетьской свите беломорской серии Северной Карелии, в серии Гренвилл Северной Америки, а также в других наиболее древних образованиях Индии, Австралии, Африки и Южной Америки. Во многих случаях, как, например, в иенгрской серии, где первично-обломочная природа кварцитов лучше всего доказывается, они ассоциируют с глиноземистыми сланцами, метабокситам, марганцево-кремнистыми породами и метакогломератами. В других регионах непосредственной связи кварцитов с дифференцированными осадочными породами нет, и они залегают в разрезах вместе с вулканитами, превращенными в гнейсы и амфиболиты. Нахождение метаобломочных кварцитов в наиболее древних известных образованиях материков весьма примечательно, поскольку свидетельствует о существовании массивов суши и областей седиментации, о существовании гидросферы и осадочной дифференциации на самых ранних этапах развития нашей планеты.

В архее — в нуклеарную или прагеосинклинально-кратонную стадию развития земной коры — в разрезах прагеосинклинальных прогибов встречаются кварциты, имеющие подчиненное значение относительно первично-вулканогенных толщ, чрезвычайно характерных для архея. Первично-обломочная природа кварцитов не всегда может быть установлена, тем не менее их присутствие предполагается в разрезах ранних карелид Карелии, среди гнейсов, сланцев и амфиболитов харьбейского и таратышского комплексов Урала, в составе горанской серии Памира, дербинской серии Восточного Саяна и маломорской серии Западного Прибайкалья. На Северо-Американском континенте метаобломочные кварциты известны в классических разрезах архея — серии Киватин, в ассоциации с граувакками, пирокластическими породами и подушечными лавами. Кварциты известны в метаморфических толщах архейского фундамента Индии, Южной Африки и Южной Америки. Характерной особенностью кварцевых метапесчаных пород архея является их ассоциация с лавами, туфами, вулканокластическими граувакками, разнообразными силицитами и силикатно-железистыми породами глубинного происхождения, образующими толщи мощностью в сотни и тысячи метров.

Ранний протерозой явился эпохой интенсивного развития кварцевых песчаных пород, формировавшихся в пределах осадочных чехлов обширных протоплатформ, возникших на пенепленах архейского основания. Поскольку в истории Земли больше не было периода столь значительного по масштабам химического выветривания, метаобломочные кварциты и кварцевые песчаники распространены практически во всех разрезах нижнего протерозоя в ассоциации с кварцевыми конгломератами, высокоглиноземистыми сланцами, а также слюдисто-кварцевыми породами, известняками, доломитами, джеспилитами, реже кислыми и основными вулканитами. Кварцевые песчаники присутствуют в составе кейвской серии, имандра-варзуском комплексе и сегозерской серии Балтийского щита, криворожской и фрунзенской сериях Украинского кристаллического массива, максютовском комплексе антиклинория Уралтау, в свитах удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба и в разрезах мощных терригенных толщ, выполняющих грабены в пределах Алданского щита. Кварцевые песчаники и кварциты распространены в нижнем протерозое Южной Африки, в том числе в формации Витватерсранд, в толщах группы Кивино на Канадском щите и в других районах.

В составе отложений среднего протерозоя*, отвечающего этапу глобальной тектонической стабилизации, кварцевые песчаники распространены среди обломочных красноцветов, часто ассоциируют со слюдясто-хлоритовыми и слюдястыми сланцами и вулканитами преимущественно кислого состава. Пласты и пачки олигомиктовых и кварцевых песчаников устанавливаются в субиотнии Балтийского щита, в тепторгинской серии Патомского нагорья, в серии Семри Индостана, в обломочных толщах зоны Карпентария в Северной Австралии, в серии Нижний Дабаунт Канадского щита.

В стадию ранних ортогеосинклиналей и платформ, по времени отвечающую рифею, одновременно с обособлением геосинклинальных, платформенных и переходных зон впервые в истории Земли наблюдается тектоническая локализация кварцево-песчаных пород, располагающихся на платформах и в миогеосинклиналях. Кварциты зильмердакской и инзерской свит, зигальгинская свита Башкирского антиклинория, кварциты суваянского комплекса, особенно акбикская свита Уралтау, бассегская свита Среднего Урала, погорюйская свита сухопитской серии Енисейского края — примеры кварцево-песчаных пород миогеосинклинального типа. С платформенными структурами связаны кварциты шокинской серии, овручской серии, отложения среднего и верхнего рифея Оршанской и Уфимско-Гожанской впадин на Русской платформе и др.

В отличие от предшествующих стадий развития Земли, в рифее наблюдается отделение, за немногими исключениями, кварцево-песчаных пород от вулканитов и связанных с ними пород и образование парагенезов, включающих кроме кварцевых и олигомиктовых песчаников аркозовые песчаники, хлорит-гидрослюдистые и пиррофиллитовые сланцы, известняки и доломиты.

С начала фанерозоя и характерного для этого этапа разделения земной коры на ортогеосинклинали и платформы происходит еще большая локализация кварцевых песчаных пород, концентрирующихся преимущественно на древних платформах с докембрийским основанием. Значительно меньше их в пределах подвижных эпигерцинских платформ, где чаще достигается степень зрелости, отвечающая олигомиктовым песчаникам, очень мало кварцевых песчаников в передовых прогибах и геосинклинально-складчатых системах.

Отложениями чехла древних платформ, сложенными кварцевыми песчаниками или содержащими их в значительном количестве, на Русской платформе (табл. 17) являются: ломоносовская свита нижнего кембрия, тискресский горизонт среднего кембрия и пакерортский горизонт нижнего ордовика Ленинградской области и Прибалтики, средний и частично верхний девон северо-западной части платформы, Тимана, Саратовского и Куйбышевского Поволжья, бобриковский и тульский горизонты Московской синеклизы. В разрезах мезозоя кварцевые пески и песчаники присутствуют в составе нижней, средней или верхней юры различных районов Русской платформы и среди нижнемеловых, особенно апт-альбских пород Московской синеклизы, Саратовского Поволжья и Волго-Донского междуречья. В составе кайнозоя кварцевые пески широко развиты в Ульяновско-Саратовском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине — это сызранская и камышинская свиты палеоцена, каневская свита палеоцен-эоценового возраста, бучагская свита палеогена, харьковская свита олигоцена. Широко развиты на юге Русской платформы кварцевые пески полтавской серии олигоцен-миоценового возраста, пески неогена от сарматского до понтического ярусов и, наконец, ергенинские пески верхнего плиоцена бассейнов нижней Волги и Дона.

На Сибирской платформе кварцевые песчаные породы в общем менее дифференцированы и более литифицированы, чем на Русской платформе. Они присутствуют в юдомском комплексе Иркутского амфитеатра, в ордовике Приангарского района и бассейна р. Лены, в нижнем силуре юго-запада Си-

* Как известно, решением Уфимского совещания 1977 г. средний протерозой исключен из геохронологической шкалы и объединен с ранним протерозоем, однако Л. И. Салоп [1982 г.], А. А. Предовский [1985 г.] и другие настаивают на сохранении этого или близкого к нему стратиграфического подразделения; таких же представлений придерживается автор.

ТАБЛИЦА 17

**Скорости накопления основных осадочных комплексов
Русской платформы, содержащих кварцевые пески и песчаники**

Возрастной индекс	Название осадочного комплекса [Геологические формации . . . , 1981 г.]	Прибли- зитель- ная мощ- ность, м	Время, млн. лет	Скорость осадко- накопле- ния, м/млн. лет
Р ₉ —N ₁	Песчано-глинистый угленосный Украинской синеклизы	20	25	0,8
Р ₂	Песчано-глинистый угленосный юга Русской платформы	40	23	1,7
K _{1a1} —K _{2s}	Кварцево-глауконитовый фосфоритоносный юга Русской платформы	50	10	5,0
K ₁	Песчано-глинистый центральной и южной частей Русской платформы	100	30	3,3
J ₂	Песчано-глинистый угленосный Московской синеклизы	65	20	3,2
C _{1v}	Песчано-глинисто-бокситово-угленосный северо-западной и центральной частей Русской платформы	50	5	5,0
O ₁	Песчано-глинисто-фосфоритоносный запада Русской платформы	60	20	3,0
Є ₁ ² —Є ₂	Кварцево-песчаный северо-запада Русской платформы	80	30	2,7
Средняя скорость				3,1

бирской платформы, в верхнем девоне — карбоне Рыбинской впадины, в нижнем карбоне Тунгусской синеклизы, в нижней — средней юре юго-запада платформы и Вилюйской синеклизы, в неоген-четвертичных отложениях Ангаро-Тасеевской синеклизы.

Значительно меньше кварцевых песчаных пород в чехле молодых платформ — Западно-Сибирской и Туранской; они в целом менее зрелые и часто ассоциируют с олигомиктовыми песчаниками и кварцевыми аркозами. Присутствуют в сеномане — туроне Касской впадины Западно-Сибирской платформы, в альбе и верхнемеловых отложениях Тургайского прогиба, в верхнемеловом разрезе Центрального Казахстана и Илийской впадины. Высококварцевыми (до мономинеральных) являются некоторые пески эоцена Примугоджарья, Приаралья и Приташкентского района, пески буроугольной свиты миоцена (?) Западной Сибири.

Основными кварцсодержащими парагенезами платформенных отложений являются: кварцевые песчаники — огнеупорные глины — пласты угля; кварцевые песчаники — огнеупорные глины — оолитовые железные руды; кварцевые песчаники — гидрослюдистые глины — глауконитовые глины и песчаники; кварцевые песчаники — глауконитовые глины и песчаники — фосфоритовые песчаники; кварцевые песчаники — глауконитовые песчаники — кремнистые породы диатомито-опоковой группы; кварцевые песчаники — монтмориллонит — глауконитовые глины — карбонатные породы. Другие парагенезы менее распространены.

В областях переходного типа кварцевые песчаные породы встречаются спорадически; они обычно плохо дифференцированы и способны замещаться

по простирацию породами иных минеральных типов в связи с изменениями источников сноса. Подобная картина наблюдается в триасовых и юрских отложениях Прикаспия, в верхнемеловых и неогеновых отложениях Предкавказья, в неогене Крыма и Прикарпатья.

В геосинклиналино-складчатых областях фанерозой кварцевые песчаники являются либо комплексами основания, преществующими собственно геосинклиналиным, как, например, широко распространенные отложения ордовика Урало-Тяньшанской складчатой области, либо имеют аллохтонное происхождение в связи с выносом осадков из прилежащей платформы. Аллохтонным может быть сам осадок, поступающий извне и вклинивающийся в осадки подвижной области. В этом случае наблюдается аномальная ассоциация кварцевых песчаников с гидрослюдисто-хлоритовыми сланцами, граувакками и вулканитами, например в ягнобском комплексе ордовика — раннего силура Южного Тянь-Шаня. Аллохтонными могут быть также толщи песчано-кварцевых пород (тектоническая аллохтонность), сближенные с комплексами складчатых областей в результате горизонтальных перемещений масс. Таковыми, по-видимому, являются такатинская и пашийская свиты девона Урала, мошеватская серия ордовика-силура Зеравшано-Гиссарской области Южного Тянь-Шаня. Иногда в наложенных впадинах складчатых областей могут формироваться олигомиктово-кварцевые песчаники, как, например, в составе верхнепалеоген-четвертичных отложений Зейско-Бурейнской депрессии. Многочисленные примеры кварцевых песчаников по зарубежным территориям можно найти в работах [23, 24].

Условия образования. В настоящее время кварцевые пески образуются крайне редко. Известны современные и четвертичные пески в Ливийской пустыне и пустыне Симпсон, четвертичные кварцевые пески террас Аральского моря и ледниковые четвертичные пески Русской платформы. Во всех случаях их образование связано с переотложением более древних кварцевых песков. В оценке роли фациальных условий при формировании ископаемых кварцевых песков существует мнение [24] о важном значении золотой обработки в обогащении осадков обломочным кварцем, в формировании специфических структур своеобразной матовой поверхности, часто встречающейся у кварцевых зерен. Широко распространены другие представления о преимущественно шельфовом или прибрежно-морском происхождении кварцево-песчаных осадков. Суммируя очень интересные данные [45] по генезису месторождений промышленных кварцевых песков СССР (табл. 18), можно видеть, что среди них действительно преобладают пески морского генезиса (48,6 % всех месторождений). Однако это преобладание по сравнению с континентальными и переходными (45,5 %) не настолько значительное, чтобы можно было говорить о решающей роли физико-географического фактора на процессы формирования кварцевых песков.

Иные соотношения получаем при делении тех же месторождений по тектоническому признаку. Из карты месторождений песков, составленной А. М. Цехомским и Д. И. Карстенс [45], следует, что из общего числа месторождений распространено на Русской платформе 61 %, на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите 10 %, в складчатых и переходных областях Кавказа, Предкавказья, Урала и Предуралья 10 %, на Туранской плите и в зонах активизации Средней Азии 5 %, на Туранской плите и в зонах активизации Средней Азии 5 %, на Туранской плите и в зонах активизации Средней Азии 5 %, на Туранской плите и в зонах активизации Средней Азии 5 %.

ТАБЛИЦА 18

Соотношение основных генетических типов кварцевых песков и песчаников (по перечню 170 месторождений кварцевых пород на территории СССР, составленному А. М. Цехомским и Д. И. Карстенс [45])

Генетические типы	Число месторождений, %
Континентальные, без уточнения генезиса	19,8
Элювиальные	2,6
Делювиальные, пролювиальные	2,0
Ледниковые (подморенные, озерно-ледниковые и ледниковые отторженцы)	5,3
Аллювиальные	12,5
Дельтовые	3,3
<hr/>	
Итого континентальных и переходных	45,5
Озерные	5,9
Морские	48,6
<hr/>	
Итого бассейновых	54,5
<hr/>	
Всего	100,0

в остальных районах 8%. Преимущественное развитие промышленных кварцевых песков на устойчивой древней платформе, каковой является Русская платформа, свидетельствует о решающем влиянии тектонического фактора на процессы вызревания песчаных осадков, как на это впервые обратили внимание М. С. Швецов, Л. Б. Рухин, П. Крынин и Ф. Петтиджон. Малые средние скорости накопления осадков (см. рис. 17) являются при этом обязательным условием.

В оценке непосредственного механизма вызревания песков на тектонически пассивных участках земной коры также существуют разные мнения о решающей роли кор выветривания в областях сноса [39], о переотложении и миграции материала до захоронения [31], о многоцикловом переотложении как обязательном условии [45]. Каждый из этих факторов может проявляться отдельно и оказаться решающим, но их совместное действие дает наилучший результат. Все же непосредственное формирование кварцевого осадка в элювии достигается, по-видимому, крайне редко. Базальные горизонты кварцсодержащих толщ редко бывают мономинеральными. Даже в высокодифференцированных толщах они имеют либо олигомиктовый, либо аркозовый состав, и только выше по разрезу, часто в отложениях, представляющих единый цикл седиментации, песчаники становятся мономинеральными. Так, в нижней части

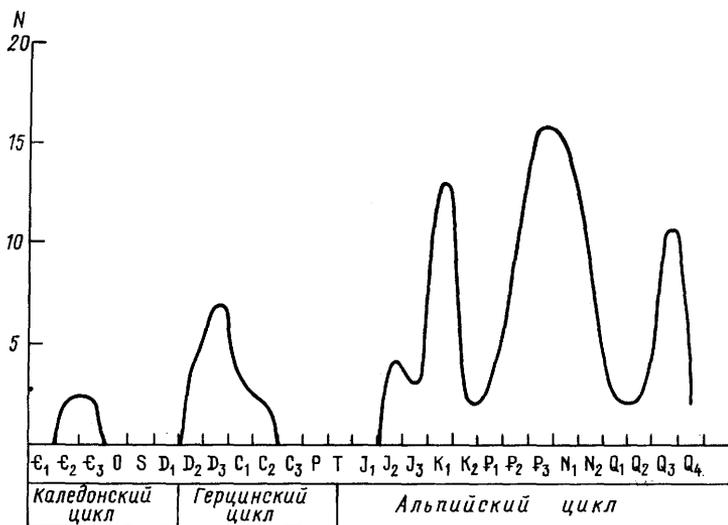


Рис. 32. Возрастное распределение месторождений кварцевых песков на Русской платформе (составлено по перечню месторождений в работе [45]).
N — число месторождений.

тасеевской серии Енисейского кряжа [Советов Ю. К. и др., 1975 г.] присутствуют мезомиктовые породы, сменяющиеся выше более дифференцированными песчаниками и достигающие стадии высокозрелых пород только в верхней части серии — в редколеской свите. В вепской серии Карелии аркозовые и олигомиктовые песчаники петрозаводской свиты сменяются выше кварцитами мокшинской свиты [33]. В породах нижнего ятулия, в первой нижней пачке распространены аркозы, которые во второй пачке сменяются мономинеральными песчаниками [36]. То же наблюдается в зильмердакской свите Башкирского антиклинория [Беккер Ю. Р., 1974 г.].

Очевидно, во всех указанных случаях происходило вызревание песчаников по мере увеличения объема осадочных продуктов и, следовательно, увеличения возможностей для концентрации переотложенных осадков. С течением времени по мере накопления подобных толщ происходило созревание общего петрофонда, за счет которого осуществлялось осадконакопление. Одновременно осуществлялось также структурное созревание осадков, которое в конечном счете приводило к образованию хорошо сортированных, преимущественно мелкозернистых песков, сложенных зернами с хорошей и совершенной окатанностью. Общее созревание петрофонда устанавливается достаточно отчетливо в вертикальных разрезах крупных осадочных циклов. Так, в Северном Прикаспии [Литолого-петрографические исследования..., 1969 г.] кварцевые песчаники

в разрезе триаса распространены локально и часто замещаются породами иных минеральных типов. В юрских отложениях они становятся более заметны и далее, увеличивая масштабы распространения, получают широкое развитие в ергенинской свите, где их высокая зрелость проявляется не только в высоком содержании кварца, но и в постоянстве количественного и качественного состава его типоморфных разновидностей и минералов тяжелой фракции [21].

На общее увеличение зрелости пород снизу вверх в пределах Русской платформы указывает А. М. Цехомский, что может быть проиллюстрировано распределением месторождений кварцевых песков по разрезу, максимальное количество которых приурочено к олигоцен-миоценовому времени (рис. 32). Таким образом, перетолжение осадков в течение одного или нескольких осадочных циклов, проходящее в обстановке вялой тектоники, является главным условием и постоянно действовавшим фактором формирования кварцевых песков. При длительном проявлении определенного тектонического режима всегда, рано или поздно, создавались также климатические предпосылки для глубокого химического выветривания.

VIII

ГЛАВА

СЕМЕЙСТВО АРКОЗОВ

Термин аркоз введен, по-видимому, А. Броньяром в 1823 г. для песчаников провинции Овернь, представляющих собой механическую смесь из крупных зерен полевого шпата, кварца и из слюды и глины в качестве второстепенных компонентов. Впоследствии термин закрепился за породами полевошпатсодержащими, хотя применялся в разных значениях: как понятие минералогическое, структурно-минералогическое и минералого-генетическое. Аркозовыми песчаниками в минералогическом смысле называли породы, содержащие некоторое, по разным авторам разное, количество полевых шпатов: более 12,5; 20; 25 или 30 %. В. Аллен, П. Крынин, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов устанавливали границу в 25 %. По Ф. Петтиджону [23, 24], именно эта граница должна определять выбор, потому что песчаники, содержащие более 25 % полевого шпата, хорошо различимы в поле. По мнению некоторых авторов, к аркозам относятся только те песчаники, полевые шпаты которых представлены калиевыми разновидностями, преимущественно микроклином [23, 46].

Структурно-минералогическое понятие аркоза включает представление о породе, сложенной преимущественно неокатанными дресвяно-песчаными обломками кварца и полевых шпатов, окрашенной в розово-красный цвет и имеющей внешний облик гранита, а минералого-генетическое понятие — о песчанике, происходящем за счет разрушения гранитов и часто залегающем на гранитах в виде переотложенной коры выветривания.

Общеизвестно, что в систематике отложений по породобразующим минеральным компонентам, а именно такая систематика принята в осадочной петрографии, учитывается один признак (состав и количество компонентов), взятый за основу классификации. Все остальные признаки (текстурные, структурные или генетические) принимаются либо как второстепенные для выделения более низких иерархических уровней, либо как равнозначные, но в других, параллельных генетических классификациях. Выделение аркозов как естественной группы отложений не является исключением из общего правила и поэтому должно производиться на той же вещественно-минерало-

гической основе, что и для других групп песчаных пород, т. е. по составу и количеству обломочных минеральных компонентов.

В выборе признаков, учитывающих состав полевых шпатов, необходимо иметь в виду, что действительно существуют одни породы, сложенные преимущественно калиевыми полевыми шпатами, и другие, сложенные плагиоклазами. Однако оставить за первыми название аркоз или аркозы [23, 46], а вторым дать какое-либо другое название было бы неправильно по следующим причинам. Во-первых, как будет показано ниже, часто в одних и тех же породах среди полевых шпатов в крупных фракциях преобладает микроклин, в мелких — обломки плагиоклазов, соответственно и крупнозернистые породы обогащены микроклином, а мелкозернистые, парагенетически связанные с ними, — альбитом или другими плагиоклазами. Во-вторых, разделение в шлифах калиевых полевых шпатов и плагиоклазов ряда альбит — кислый олигоклаз, не содержащих двойников, представляет известные трудности и часто невозможно без привлечения специальных методов. Наконец, в-третьих, отчасти в результате сложившейся традиции, отчасти вследствие трудностей диагностики, в большинстве публикаций под аркозами понимаются породы, заключающие полевые шпаты различного состава: от ортоклаза и санидина до анортита.

Поэтому целесообразно выделять единую группу песчаных пород, образованную преимущественно кварцем и полевыми шпатами любого состава, которые и следует называть аркозами или аркозовыми песками и песчаниками. Количественное ограничение аркозов как минерального вида песчаных пород (см. рис. 21, а; 33): полевых шпатов 25—75 %, обломочного кварца — 75—25 %, обломочных зерен пород — менее 25 %. Составы многих осадочных комплексов, сложенных полевошпатсодержащими породами, укладываются именно в указанный диапазон, что и служит основанием для проведения границ.

Родственным с аркозами, но менее распространенным минеральным видом являются песчаники, которые при преимущественно полевошпатовом составе (более 50 %) содержат обломки пород в количестве менее 25 % и обломочного кварца менее 25 %. Такие породы (см. гл. V) названы полевошпатовыми. Название не является общепринятым, поскольку термин «полевошпатовый песчаник» используют: 1) как синоним термина аркоз; 2) для обозначения любых пород, содержащих заметное количество полевых шпатов; 3) для отложений, занимающих промежуточное положение между кварцевыми песчаниками и аркозами. Закрепление термина полевошпатовый за породами, где полевые шпаты преобладают над всеми другими обломками, наиболее оправдано по аналогии с другими названиями: кварцевый песчаник, где преобладает кварц, лити-

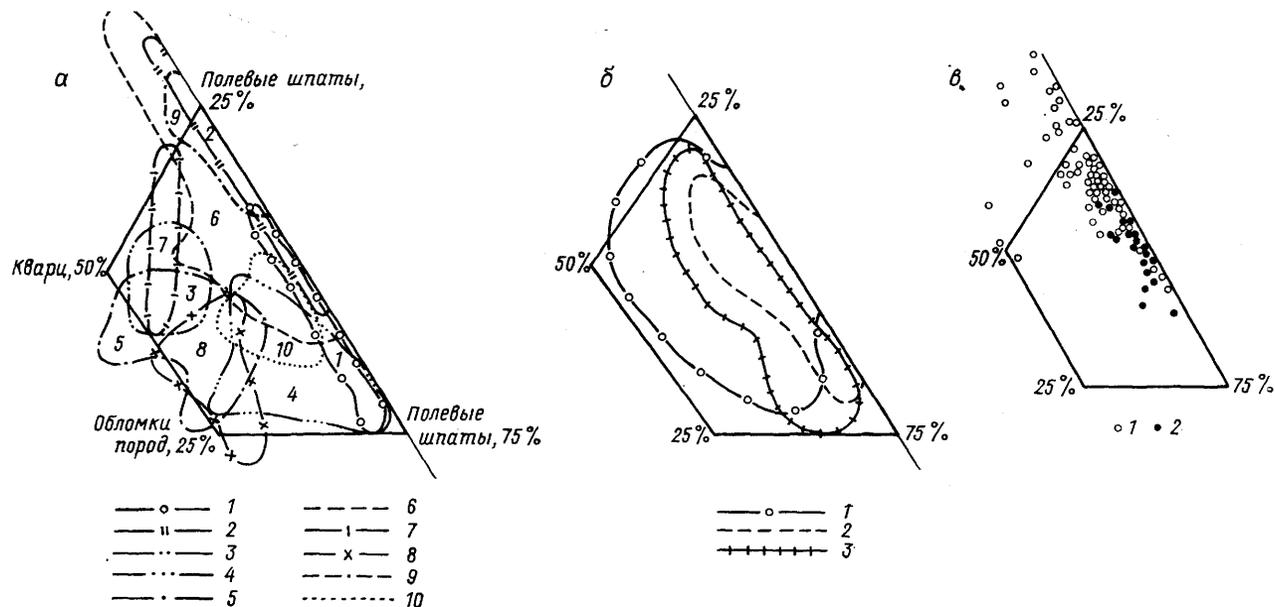


Рис. 33. Минералогические поля и точки состава аркозов.

а — по В. Д. Шутову [55]: 1 — современная аркозовая древа на гранитах (штат Техас); 2 — третичные отложения Бурейнского бассейна; 3 — альбские Таджикской депрессии; 4 — нижнемеловые Вилуйской впадины; 5 — верхнеюрские Приверхоянского прогиба; 6 — юрские Ангаро-Чулымского прогиба; 7 — юрские Рыбинской впадины; 8 — верхнепермские Западного Верхоянья; 9 — докембрийские отложения формации Сатакунта Балтийского щита; 10 — докембрийские отложения формации Мухус Балтийского щита; б — по А. В. Сочаве [36]: 1 — нижнемеловые отложения Юго-Восточной Ферганы; 2 — терская свита Кольского полуострова; 3 — петрозаводская свита Кольского полуострова; в — по Ю. К. Советову [1981 г.] — вендские отложения Северного Тянь-Шаня: 1 — крупнозернистые песчаники и гравелиты; 2 — средне- и мелкозернистые песчаники.

товая граувакка, где преобладают обломки осадочных пород и т. д. Термины «аркозит» и «аркозитит» использовались для обозначения цементированных аркозов, в том числе являющихся литифицированным эквивалентом кварцитов.

Петрографический состав. Аркозы могут залегать на коре выветривания гранитов и кристаллических сланцев, часто с постепенными переходами. Подобные породы выполняют рытвины, карманы, слагают линзы среди галечно-дресвяных пород и в свою очередь содержат примесь дресвы и щебня. Их часто называют остаточными аркозами. Как правило, они плохо стратифицированы и лишены слойчатых текстур. Будучи переотложенными, они могут формировать делювиально-пролювиальные языки «гранитного щебня» и «гранитоподобных» и дресвяно-песчаных пород.

Аркозы могут располагаться в основании осадочных серий в виде плохо стратифицированных, грубослойчатых пачек (базальные аркозы). Наиболее обычной формой их являются пласты различной мощности: от нескольких сантиметров до нескольких метров, иногда десятков метров. Аркозовые песчаники могут слагать мощные пачки в составе фалахового типа формаций в виде однородных пластов, разделенных пластовыми поверхностями, участвовать в толщах переслаивания песчано-глинистых пород флишевого и флишеидного типа в форме градационно-слоистых пластовых тел, являться составными частями циклически построенных континентальных комплексов, слагая песчаные косослойчатые основания циклотем, в частности аллювиальных циклов, а также участвовать в сложении сравнительно маломощных ациклических песчано-глинистых или песчано-глинисто-карбонатных толщ континентального и морского генезиса в виде небольших по мощности пластов, содержащих различную косую слойчатость. Разнообразие формы тел и текстур является следствием фациальной полигенетичности аркозовых песков.

Типичные аркозы окрашены в розовые или красноватые цвета, что определяется высоким содержанием в них розового микроклина или ортоклаза, а также преобладанием Fe_2O_3 над FeO , заключенным в пленочном или ступковом цементе. Красно-бурой окраской обладают аркозы в красноцветных толщах. Существуют также аркозы и полевошпатовые песчаники светло-серого, желтовато-зеленого или темного зеленовато-серого цвета. Изменение окрасок от светлых розовых до темных зелено-серых отражает смену состава полевых шпатов, вместе с тем это явление часто представляет смену аэроморфных окрасок на гидроморфные, коррелятно связанную с составом: калиевые аркозы преимущественно континентальные, плагиоклазовые аркозы и полевошпатовые песчаники — существенно морские.

Крепость аркозовых песчаников зависит от степени вторичного преобразования — связности минералов и их сохранности.

Некоторые ископаемые аркозы, залегающие на коре выветривания гранитов, очень рыхлые, легко рассыпаются в руках. Такими же являются выветрелые песчаники, часто обохренные, обогащенные гидратами железа и марганца, например описанные А. В. Копелиовичем в рифее юго-запада Русской платформы. Большинство аркозов в силу их залегания в осадочном чехле платформ не обладают высокой крепостью. Даже при сильной литификации они не достигают крепости кварцитов из-за пелитизации полевых шпатов и развития слюдястых минералов. При метаморфизме аркозы превращаются в слюдястые кварциты и далее в кварцито-гнейсы.

Породообразующими компонентами аркозов в порядке уменьшения частоты встречаемости являются кварц, калиевые полевые шпаты, кислые и средние плагиоклазы (до андезина включительно), обломки поликристаллического кварца, слюдино-хлоритовых, кварц-слюдино-хлоритовых, реже эффузивных и осадочных пород.

По составу полевых шпатов могут быть выделены четыре разновидности аркозов: К-, К—Na-, Na- и Na—Са-аркозы. Первые три группы называются кислыми, четвертая — основными аркозами. Количественные соотношения между полевыми шпатами, образующими каждую разновидность, показаны на рис. 33.

К—Na-аркозы. Из перечисленных разновидностей наиболее распространены. Сложены кварцем, несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами, решетчатым микроклином, микроклин-пертитом, кислыми плагиоклазами (до № 15—20), бесцветной слюдой, биотитом, глауконитом, обломками кварцитов, микрокварцитов, слюдино-кварцевых и слюдино-хлоритовых пород. Очень часто наблюдается зависимость состава полевых шпатов от гранулометрического класса. Фракции крупнее 0,12—0,15 мм обогащены калиевыми полевыми шпатами, преимущественно микроклином, более мелкие — альбитом и олигоклазом [Копелиович А. В., 1965 г.; Damuth J., 1970 г.]. Соответственно средне-крупнозернистые породы обогащены микроклином, так же как поликристаллическим кварцем, обломками кристаллических пород, иногда биотитом; мелкозернистые песчаники — обломками кислых плагиоклазов, монокристаллическим кварцем и белой слюдой. В породах с модой в интервале размерностей 0,20—0,35 мм, рекомендуемых для петрографического исследования, обе составные части аркозов обычно получают отображение.

К-аркозы. Сложены кварцем, решетчатым микроклином, микроклин-пертитом, несдвойникованными калиевыми полевыми шпатами (рис. 34), белой слюдой, биотитом, глауконитом, обломками поликристаллического кварца и микрокварцитов. В подчиненном количестве могут присутствовать плагиоклазы до № 10—15, а в грубозернистых разностях обломки микроклинсодержащих кристаллических пород — гранитов,



Рис. 34. К-аркоз зоны умеренного катагенеза.

Видны окатанные и полуокатанные обломки кварца и пелитизированного ортоклаза. Зерна кварца окружены глинистыми каемками, подчеркивающими их первичные контуры. Преобладает кварцевый цемент регенерации, поровый, равномерный; $80\times$, с анализатором. Нижний мел юго-западного Таджикистана.

кристаллических сланцев и гнейсов. Микроклин особенно характерен для К-аркозов, и в некоторых разностях его количество достигает 70 % от общего состава обломков [46]. Подобные породы особенно распространены в составе рифея-венда, залегающего в основании чехлов докембрийских платформ [Копелиович А. В., 1965 г; Чайка В. М., 1966].

На-аркозы. Образованы обломочными кварцем, альбитом, олигоклазом, кислым, реже основным андезином, единичными зернами калиевых полевых шпатов, в том числе микроклином, обломками слюды, кварцитов, микрокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев и измененных хлоритизированных пород. В качестве основного петрографического типа могут участвовать в сложении мощных песчано-сланцевых толщ основания геосинклинальных систем [Вознесенская Т. А., 1980 г., Петров В. Г., 1980 г.] или в эвгеосинклинальных разрезах, например в Сихотэ-Алине, среди вулканогенных комплексов [Волохин Ю. Г., 1979 г.].

Характерными тяжелыми минералами кислых аркозов являются циркон, рутил, турмалин, гранат, апатит, сфен, гематит, ильменит, магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, эпидот, хлорит. Постепенными переходами связаны с олигомиктовыми полевошпато-кварцевыми породами, с которыми нередко ассоциируют в геологических разрезах.

Na—Са-аркозы. Сложены кварцем, плагиоклазами, преимущественно олигоклазом, андезином, альбитом, возможно присутствие лабрадора, в единичных зернах встречаются калиевые полевые шпаты, в том числе микроклин, белые слюды, биотит, характерны хлорит, хлоритизированные зерна, обломки вулканогенных пород, могут встречаться кремнистые и карбонатные обломки. Среди тяжелых минералов присутствуют эпидот, амфиболы, пироксены, гранат, циркон, магнетит, титаномагнетит, гематит. Распространены в составе вулканогенно-осадочных толщ складчатых областей, например в силуре и девоне Южного Тянь-Шаня [52], описаны И. В. Хворовой [1978 г.] в глубоководных краевых впадинах Тихого океана. Связаны постепенными переходами и присутствуют в единых разрезах с полевошпатовыми или кварцевыми граувакками.

Собственно полевошпатовые песчаники могут быть сложены разными полевыми шпатами, но в каждом конкретном случае — ограниченным их набором, поскольку формирование осадков, резко обогащенных полевыми шпатами, возможно только за счет локальных источников сноса. Кроме того, они редки, поскольку в природе мало исходных пород, настолько богатых полевыми шпатами и бедных кварцем, чтобы обеспечить необходимый петрофонд. Образование полевошпатовых пород, видимо, возможно в двух случаях: в некоторых районах с аридным климатом в силу вялого химического выветривания, как это отмечалось Н. Н. Верзилиным [1971 г.], и в вулканических областях в результате переотложения кристаллической кластики. Песчаники первого рода описаны в неогене Ферганы, в современных осадках долины р. Амударьи, второго — среди каменноугольных туфов Австралии и в вулканогенных разрезах девона Алайского хребта. В последних автором наблюдалось до 90 % плагиоклазов, преимущественно альбита, с примесью олигоклаза и андезина.

Окатанность зерен аркозов и полевошпатовых песчаников различна. Многие разности сложены совершенно неокатанными, остроугольными обломками. Однако минералогически зрелые разновидности, представленные наиболее устойчивыми калиевым полевым шпатом и альбитом при большом количестве кварца, могут достигать также известной структурной зрелости. В общем случае окатанность зерен полевошпатовых песчаников коррелятно связана с количеством обломочного кварца; вместе с тем она никогда не достигает окатанности обломков, возможной в кварцевых песках.

Также различна сортировка аркозов и полевошпатовых песчаников: от структурно недифференцированных пород, где распределение частиц по размерам подчинено закону Розина (признак, характерный для непереработанного или слабо переработанного аркозового элювия), до отложений с логнормальным распределением обломков, встречающимся в золowych

песках. Если говорить о некоторой обобщенной кривой гранулометрического состава аркозов и полевошпатовых песчаников, ее, по-видимому, можно представить в виде бимодальной кривой, где один максимум, отвечающий грубым фракциям, соответствует преимущественно К-аркозам на корях выветривания или связанных с корами, а второй — средне-мелкозернистым переотложенным К—Na-аркозовым пескам.

Наиболее характерными цементами аркозовых песчаников являются карбонатный и глинистый; могут быть железистый, марганцевый, кварцевый, фосфатный, глауконитовый, сульфатный цемента. Встречаются смешанные цементы, хотя мономинеральные разновидности более характерны. В древних толщах широко развиты бесцементные песчаники с конформным или сутурно-гранобластовым сочленением зерен.

Из карбонатных цемента наиболее типичны кальцитовый или манганокальцитовый — поровый или базальный, часто пойкилитового характера, с отчетливой коррозией обломочных зерен. Карбонатные цементы более свойственны грубо- и крупнозернистым песчаникам; с уменьшением размеров зерен они сменяются смешанными карбонатно-глинистыми, глинистыми или кварцево-глинистыми. Основными минеральными типами глинистых цемента являются гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, каолиновый и каолинит-диккитовый в зависимости от обстановки седиментации и глубины вторичных преобразований. Песчаникам с глинистым цементом, т. е. содержащим примесь обломочных, в той или иной степени преобразованных частиц пелитовой размерности, противопоставляются породы с матриксом — пелитоморфным веществом неясной природы, заполняющим промежутки между зернами (рис. 35). Если глинистое вещество является продуктом осаждения глинистых частиц из растворов или коагуляции гелей, возникших при седиментации, то матрикс возникает в результате преобразования как глинистого вещества, так и обломочных зерен на различных этапах существования породы. Именно породы с матриксом следует называть аркозовыми ваками, в отличие от глинистых аркозов, содержащих собственно глинистую примесь. Аркозовые ваки менее распространены, чем полимиктовые или вулканокластические ваки и обычно разбиваются по Na- и Na—Ca- разновидностям аркозов.

Железистые цементы имеют пленочный или пленочно-сугликовый характер, встречаясь в красноцветных толщах, базальных аркозах, залегающих на корях или вблизи кор выветривания, а также в выветрелых песчаных породах, где они часто обогащены марганцем. Кремнистое вещество может выступать в смеси с глинистым в смешанном базальном или поровом цементе, но чаще встречается в качестве кварцевого регенерационного цемента. При этом вторичный кварц может не только регенерировать кварцевые обломки, но также давать шестова-



Рис. 35. К-аркозный кварцито-песчаник зоны глубокого метазенеза, сложенный обломками кварца, микроклина, ортоклаза, единичными зернами альбита.

Обломки включены в основную ткань (матрикс) из мелкочешуйчатого гидромусковита, развивающегося по цементу и обломочным зернам пород. Гидромусковит также корродирует полевые шпаты, иногда полностью замещая их; $80\times$ с анализатором. Венд юга Сибирской платформы.

тые кристаллы между регенерационными каемками и замещать обломочные зерна микроклина и ортоклаза.

В табл. 19 приведены значения химических параметров, ограничивающие аркозы и полевошпатовые песчаники, рассчитанные по основному классификационному треугольнику (см. рис. 27). Указанные значения приблизительны, они рассчитаны для неких «идеальных» трехкомпонентных песков, лишенных цемента. Примесь слюды в реальных аркозах приводит к увеличению параметра Na_2O' , рудных минералов, со-

ТАБЛИЦА 19

Приблизительные граничные значения главных химических параметров бесцементных аркозовых и полевошпатовых песков

Химические параметры	Виды пород			
	Аркозы		Полевошпатовые	
	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %
Na_2O'	040—125	3,1—9,8	>125	>9,8
FeO''	<045	<4,1	<045	<4,1
SiO_2	1530—1120	91,9—67,3	<1260	<75,8

ТАБЛИЦА 20

Химический состав (вес. %) некоторых аркозовых и метаморфизованных аркозовых песчаников

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72,21	76,49	73,32	80,29	79,30	77,08	75,60	75,29	77,51
TiO ₂	0,22	0,45	—	0,37	0,22	0,19	0,33	0,02	0,21
Al ₂ O ₃	10,69	10,90	11,31	9,16	9,94	11,45	10,60	13,80	10,90
Fe ₂ O ₃	0,80	2,39	3,54	1,54	1,00	Он.	1,55	0,34	0,29
FeO	0,72	0,29	0,72	1,01	0,72	0,59	1,15	1,02	2,05
MnO	0,22	0,04	—	0,02	0,02	Сл.	0,07	0,03	0,05
MgO	1,47	0,80	0,24	0,64	0,56	0,72	0,45	0,20	0,49
CaO	3,85	0,85	0,75	0,89	0,38	1,28	2,30	0,66	0,59
Na ₂ O	2,30	1,70	2,34	3,47	2,21	4,51	3,70	4,06	2,08
K ₂ O	3,32	3,32	6,16	1,95	4,32	2,67	2,10	4,08	5,20
SO ₃	—	—	—	0,21	—	0,11	—	—	—
P ₂ O ₅	0,10	0,04	—	0,14	0,05	—	0,16	—	—
CO ₂	2,66	0,26	0,92	0,52	—	—	1,40	—	—
H ₂ O ⁺	1,46	—	0,30	—	0,55	0,52	—	0,30	0,54
H ₂ O ⁻	0,08	0,16	—	0,11	0,41	Он.	—	—	—
П. п. п.	—	1,22	—	0,03	—	Он.	0,30	—	—
Сумма	100,10	98,91	99,60	100,35	99,68	99,12	99,71	99,80	99,91

Примечания. 1. Песчаник из альпийской молассы, олигоцен, Швейцария [23]. 2. Песчаник из меловых красноцветов Ферганы [36]. 3. Нижний древний красный песчаник, девон, Шотландия [23]. 4. Песчаник из терской свиты, средний рифей, Кольский полуостров [36]. 5. Песчаник, иотний, Финляндия [23]. 6. Песчаник из верхнесакуканской подсвиты удоканской серии, нижний протерозой, хр. Удокан [Кренделев Ф. П. и др., 1983 г.]. 7. Песчаник из верхнесакуканской подсвиты удоканской серии алданского комплекса архея. Алданское поднятие [Кулиш Е. А., 1977 г.]. 8. Метаморфизованный песчаник (гранатовый кварцито-гнейс) иенгрской серии алданского комплекса архея. Алданское поднятие [Кулиш Е. А., 1977 г.]. 9. Метаморфизованный песчаник (биотит-гранатовый кварцито-гнейс) иенгрской серии [Кулиш Е. А., 1977 г.].

единений железа, хлоритов или обломков пород — к изменению величины FeO'', а повышенное количество обломков поликристаллического кварца и кремнезема в цементе — к возрастанию значения SiO₂. Тем не менее многие песчаники, определяемые как аркозы по минеральному составу, укладываются в рамки «идеальных» в химическом отношении аркозов (табл. 20).

Кроме главных параметров, определяющих границы аркозов, можно использовать дополнительные химические параметры или параметры второго порядка для характеристики пород и определения минеральных разновидностей аркозовых песчаников. Для этого следует взять те же компоненты, которые приняты за основу минералогической классификации аркозов (рис. 36), но использовать не обломочно-компонентные, а химические составы: 1) ортоклаза и микроклина, 2) альбита

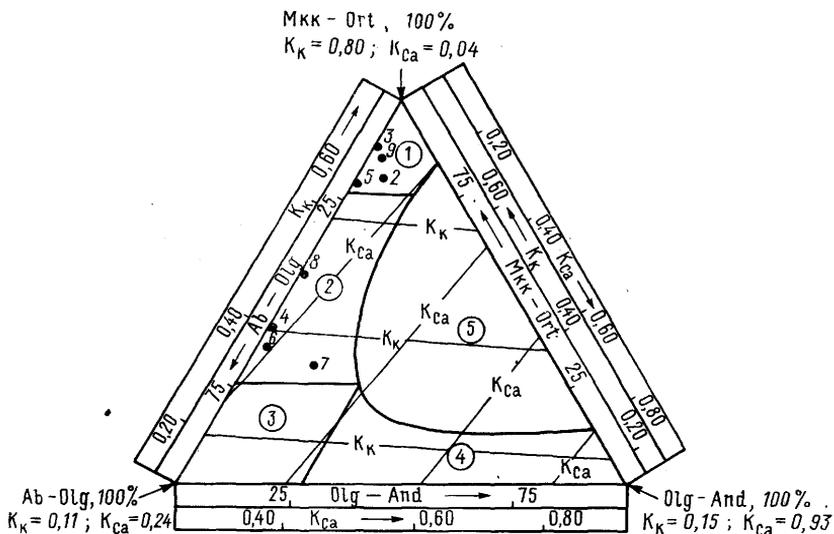


Рис. 36. Совмещенная диаграмма минералогического и химического состава аркозов.

Цифрами в кружках обозначены поля, выделенные по количественному содержанию обломочных полевых шпатов: 1 — К-аркозов; 2 — К-Na-аркозов; 3 — Na-аркозов; 4 — Na-Ca-аркозов; 5 — «пустое поле».

Показаны значения и проведены изолинии химических параметров $K_k = K_2O / (K_2O + Na_2O)$; $K_{Ca} = CaO' / (K_2O + Na_2O)$.

Точками изображены образцы из табл. 20 (под соответствующими номерами), нанесенные по химическим параметрам.

и олигоклаза (среднее значение), 3) олигоклаза-андезина (среднее значение). Плаггиоклазы более основные, чем андезин, не принимаются во внимание, поскольку в аркозах они встречаются крайне редко. Необходимые для расчета составы щелочей и окиси кальция в микроклине, ортоклазе, альбите и олигоклазе взяты из работы П. Н. Чирвинского [1953 г.], состав андезина вычислялся путем экстраполяции из приводимых П. Н. Чирвинским составов олигоклаза и лабрадора.

Поскольку абсолютные значения K_2O как показателя количества калиевых полевых шпатов, Na_2O как показателя количества альбита и бескарбонатной CaO' как показателя анортитсодержащих полевых шпатов имеют смысл только для пород, целиком состоящих из соответствующих минералов, для реальных пород могут быть использованы отношения окислов. Значения отношений $K_k = K_2O / (K_2O + Na_2O)$ и $K_{Ca} = CaO' / (K_2O + Na_2O)$ для минералов, положенных в основу классификационной диаграммы аркозовых песчаников, приведены на рис. 36 в углах диаграммы. Очевидно, K_k в аркозах определяет соотношение калиевых полевых шпатов и плаггиоклазов, а K_{Ca} — количество полевых шпатов с анортитовой составляющей. Кроме того, что их значения показаны в вершинах

классификационной диаграммы, где они обозначают 100 %-ные содержания соответствующих компонентов, на треугольнике состава проведены изолинии значений K_K и K_{Ca} .

Таким образом, полученная диаграмма, построенная по тому же принципу, что основная классификационная диаграмма песчаников (см. рис. 27), одинаково пригодна и для нанесения данных подсчета обломочных полевых шпатов, и для результатов химических анализов. Точность определения разновидностей аркозовых песчаников, т. е. сходимость с результатами обломочно-компонентных подсчетов, тем выше, чем меньше в породах слюды, эпидота или вулканогенных обломков, вносящих искажения, которые трудно учесть без петрографического контроля и, по-видимому, невозможно выявить в породах, претерпевших метаморфизм.

Вторичные изменения. Характер вторичных изменений в аркозах и полевошпатовых песчаниках зависит от их компонентного состава и в K - и $K-Na$ -аркозах осуществляется несколько иначе, чем в Na - и $Na-Ca$ -разновидностях; еще большие различия можно видеть между породами бесцементными и цементированными. Беря за основу бесцементные породы, можно выделить их следующий ряд по степени преобразования в зонах постседиментационных превращений и метаморфизма: пески (седиментация и диагенез) → песчаники с псаммитовой структурой → мозаичные песчаники (те и другие — в зоне катагенеза) → слюдистые кварцито-песчаники (метагенез) → кварцито-сланцы (метаморфизм) → кварцито-гнейсы (ультраметаморфизм).

В бесцементных песках в процессе седиментации и в начальном диагенезе, осуществляющихся в окислительных условиях, происходит образование гидратов окиси железа, а затем при позднем диагенезе в восстановительной среде идет образование глауконита, фосфатов, пирита, иногда вермикулита. В диагенетический этап продолжается, а иногда и полностью завершается начавшийся в седиментационную стадию процесс разрушения пироксенов, амфиболов, основных и средних плагиоклазов. Продолжается изменение кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, которые подвергаются либо пелитизации с образованием каолинита в качестве основного минерала (в кислой среде, при обилии OH), либо серицитизации (в щелочной среде). Наиболее устойчив на этой стадии микроклин, обычно малоизмененный относительно остальных полевых шпатов; альбит изменяется сильнее, причем чаще пелитизируется, чем серицитизируется, теряя прозрачность и окрашиваясь в серовато-бурый цвет; пелитизируются кислые плагиоклазы, становясь серыми и плохо прозрачными, или серитизируются с образованием мелких чешуек калиевых гидрослюд или парогонита.

Оценка времени и причин изменения полевых шпатов представляет известные трудности. Г. Б. Мильнер [18] от-

мечает, что в 1886 г. Джадд обратил внимание на присутствие свежих полевых шпатов в аллювии р. Нил, связав этот признак с аридной обстановкой осадкообразования. Подобные оценки, которые впоследствии часто применялись, могут быть, однако, ошибочными, поскольку изменения полевых шпатов осуществляются на самых различных стадиях: в кристаллических породах во время их ретроградного метаморфизма или выветривания, в ходе седиментации, диагенеза и эпигенеза песчаного осадка и породы. Для установления времени и условий серицитизации или пелитизации полевых шпатов необходимо оценивать соотношение измененных зерен с регенерационной каймой, зависимость от фациальных условий, места в структуре, глубины погружения и т. д.

На стадии диагенеза возможно образование различных минеральных видов цементов — глинистого, карбонатного, сульфатного и др., как это описано в гл. IV.

Катагенетические изменения в аркозовых песчаниках сопровождаются дальнейшей пелитизацией и серицитизацией полевых шпатов, однако осуществляются они вяло и где-то на глубине затухают, так что формирующиеся регенерационные каймы обычно прозрачны и лишены продуктов изменения. Явлениями, характерными для калиевых и калиево-натровых разновидностей аркозов, являются регенерация микроклина с образованием каемки, обычно лишенной двойников, регенерация пертитов и обломков монокристаллов и даже образование новых кристаллов калиевых полевых шпатов. Подобные явления связаны с высоким потенциалом калия в аркозах и редко проявляются в других песчаниках, для которых устойчивой формой существования полевых шпатов является альбит. Обычный ряд устойчивости полевых шпатов при эпигенезе альбит → калиевый полевой шпат → средний плагиоклаз → основной плагиоклаз для калиевых аркозов принимает вид микроклин → ортоклаз → альбит → средний плагиоклаз → основной плагиоклаз.

Проявления катагенеза в бесцементных кварцевых песчаниках включают также деанортитизацию — альбитизацию плагиоклазов, сопровождающуюся уничтожением двойников и образованием кристаллов высокодвупреломляющего альбита (N_g — N_p до 0,010—0,011), а также регенерацию существующих обломочных зерен альбита с образованием прозрачных каемок. Деанортитизация обычно сопровождается формированием мелких кристалликов цоизита, цеолитов, карбонатных минералов и кварца.

Широко идущий процесс перераспределения кремнезема приводит к образованию регенерационных кварцевых кайм вокруг обломков кварца, формированию мелкокристаллического кварца в поровом пространстве, а также к наблюдающемуся в ряде случаев частичному внедрению кварца в полевые шпаты и некоторые другие минералы по плоскостям спайности или по

трещинам. Одновременно происходит постепенная дегидратация и смена политипов диоктаэдрических слюд по схеме $1M_d \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ и разрушение обломочного биотита по схеме биотит \rightarrow обесцвеченный гидробиотит \rightarrow вермикулит, диоктаэдрическая слюда, гидроокислы железа.

Структурные изменения бесцементных аркозов заключаются в сближении зерен и увеличении протяженности их контактов за счет растворения в местах соприкосновения и регенерации в свободных пространствах, что приводит в итоге к формированию конформных структур. Возможны частичные проявления микростилолитовых, шиповидных и инкорпорационных структур. При конформном сочленении зерен часто наблюдается деформация, раздавливание измененных зерен полевых шпатов, слюды и преобразованного биотита более жестким каркасом из обломков кварца и неизмененного микроклина.

В песчаниках, содержащих цемент, благодаря его каталитическому воздействию усиливаются процессы коррозии зерен. В породах с карбонатным порово-базальным и базальным цементом обломки кварца и полевых шпатов приобретают извилистые контуры; наблюдаются многочисленные бухтообразные внедрения карбонатов в обломочные зерна и их разъединение на фрагменты, обладающие одновременным погасанием. Глинистый цемент также способен внедряться в зерна кварца и другие обломки, ускорять пелитизацию, серицитизацию и коррозию полевых шпатов. Одновременно в зависимости от состава происходит диккитизация, гидрослюдицизация или хлоритизация цемента и образование в нем эпидота, цеолитов или карбонатных минералов. Регенерация обломков в цементных породах имеет ограниченное распространение, так как вещество, возникшее в результате замещения, либо выносится из породы, либо образует мелкокристаллические скопления «роговикового» кварца, слюдистых или иных минералов. В условиях стресса новообразования формируют «бородатые зерна» с оторочкой из мелкокристаллического кварца и слюды, а в Na—Ca-аркозах — также хлорита, эпидота и карбонатов, ориентированных в направлении, перпендикулярном к давлению.

В зону метагенеза аркозы приходят уже обедненными обломочными компонентами настолько, что в них остается только обломочный кварц, альбит, калиевые полевые шпаты, преимущественно микроклин, и слюда. Признаком верхней границы метагенеза является полное господство в породе конформных структур при сохранении границ между обломками и регенерационными каймами. Нижняя граница метагенеза проводится там, где стираются грани между обломочной и регенерационной частью зерен при одновременном усилении структур взаимного внедрения, породы приобретают гранобластовую или лепидо-гранобластовую структуру. На границе

метагенеза и метаморфизма завершается рекристаллизационный бластез кварца и полностью формируются новообразования альбита и слюды. Не совсем ясна судьба калиевых полевых шпатов при переходе осадочных пород в метаморфические. В работах по метаморфизму [Винклер Г., 1969 г.; Фации метаморфизма..., 1970 г.] калиевые полевые шпаты не фигурируют в качестве минералов зеленосланцевой или глаукофановой зон. В то же время в пижних частях платформенных чехлов, по описаниям В. Д. Шутова, А. В. Копелиовича, В. М. Чайки, количество полевых шпатов не уменьшается, а увеличивается за счет вторичного микроклина. То же наблюдается в основании вепской серии и в терской свите протерозоя Балтийского щита. Весьма возможно, что во всех этих случаях осуществляются эпигенетические преобразования (глубокий катагенез — начальный метагенез), связанные с погружением. По А. А. Маракушеву [1973 г.], эффект простого погружения не может привести к метаморфизму, поэтому, возможно, мы не видим переходов к собственно метаморфическим породам, которые можно было связывать с эффектом простого погружения, и где можно было бы ожидать специфических минеральных ассоциаций с присутствием калиевых полевых шпатов.

Доступны наблюдению переходы аркозовых песчаников в метаморфические породы в условиях стресса. При одностороннем давлении в обстановке общего сжатия калиевые полевые шпаты переходят в слюды и происходит деанортитизация плагиоклазов, следствием чего является образование породы из измененных обломков кварца, порфиробластов вторичного альбита и основной слюдисто-пелитовой или, в Na- и Na—Са-аркозах, слюдисто-хлоритовой ткани (матрикса) с карбонатами и эпидотом. Матрикс захватывает обломки и глинистый цемент, которые становятся неотличимыми друг от друга. С завершением рекристаллизационного бластеза кварца и развития крупных порфиробластов альбита аркозовые кварцито-песчаники зоны метагенеза переходят в метаморфические кварцито-сланцы зеленосланцевой зоны. Еще более глубокоизмененные образования, реконструированные по химическому составу как первичные аркозы, описаны, например, в катархейских кварцито-гнейсах [Кулиш Е. А., 1977 г.] Алданского щита, где они сложены кварцем, полевыми шпатами, силлиманитом, биотитом, магнетитом и графитом.

Геологическое распространение. Аркозы составляют около 15 % объема всех песчаных пород.

В катархее кроме упомянутых выше аркозов иенгрской серии Алданского щита они, по-видимому, достаточно определенно реконструируются также на Балтийском и Канадском щитах в сочетании с высокометаморфизованными кварцевыми породами и высокоглиноземистыми сланцами. В архее аркозы встречаются редко, так как развитие обширных вулканогенных прогибов и преобладание основного вулканизма было неблагоприятным фактором для их формирования. Только в отложениях Южной Африки из-за более ранней

консолидации южных материков аркозовые песчаники пользуются распространением в свите Модис системы Свазиленд, в системах Булаваан и Шамаян.

Мощная гранитизация в конце архея, формирование материковых ядер и последовавшие за этим длительный перерыв и интенсивное выветривание привели к первой в истории Земли интенсивной эпохе накопления аркозовых песчаников. Они чаще всего располагаются в основании, но могут быть и внутри разрезов протоплатформенных и протомиеогеосинклинальных комплексов в ассоциации с кварцевыми конгломератами, конгломератами с гранитной галькой, высокоглиноземистыми породами, кислыми или основными вулканитами. Описаны в составе карелид, в том числе ятулия Карелии, нижней свиты криворожской серии Украины, верхнесауканской подсвиты удоканской серии хр. Удокан. Присутствуют в отложениях осадочного чехла, покрывающего предгурунский пенеплен Канады и предпуранский пенеплен Индии (см. также [24]). Среди существенно красноцветных отложений среднего протерозоя аркозовые песчаники встречаются в составе субиотния Балтийского щита и некоторых осадочных серий Центральной Сибири в ассоциации с кислыми вулканитами (грубообломочными), иногда кварцевыми и высокоглиноземистыми породами.

С началом рифея связана вторая, еще более интенсивная эпоха накопления аркозовых песчаников, обусловленная консолидацией гранитизированного докола платформ (Северо-Американской, Русской и Сибирской) и формированием на них платформенных чехлов, последовавшим за предрифейским региональным перерывом и выветриванием. Могилевская свита юго-запада Русской платформы, каверинская свита Пачелмского прогиба, нижебавлинская серия Татарского свода Пачелмского прогиба, петрозаводская свита вепской серии Карелии, терская свита Кольского полуострова и другие несут в себе аркозовые песчаники, которые часто залегают на коре выветривания гранитов и других кристаллических пород или ассоциируют с элювиальными, делювиальными отложениями коры или продуктами их перемыва — каолинит- и диоксидсодержащими глинами и олигомиктовыми песчаниками.

Аркозы вместе с олигомиктовыми песчаниками слагают специфические мощные, характерные только для рифея многогеосинклинальные терригенные или карбонатно-терригенные комплексы, образованные за счет выноса осадочного материала с платформ. К таким содержащим аркозы комплексам относятся айская свита бурзянской серии и зильмердакская свита Башкирского антиклинория, рассольнинская свита Полудовского поднятия, сухопитская серия Енисейского кряжа, мукунская свита западного склона Анабарского щита. Распространены аркозовые песчаники в ассоциации с грубообломочными, часто полимиктовыми породами в составе рифейской спарагмитовой формации на Балтийском щите, Урале и Северном Тянь-Шане, а также в поздних рифей-вендских молассах байкалид — ашинской серии Урала и грубообломочных толщах Северного Тянь-Шаня.

Среди типичных платформенных отложений фанерозоя аркозовые песчаники, по-видимому, не встречаются. Они описаны в авлакогенах, передовых прогибах, в областях активизации, в основании и верхних частях некоторых геосинклинальных комплексов. Примерами их являются отложения среднего кембрия — нижнего ордовика каледонид Монголии, силура герцинид Восточного Алая, девона Куйбышевского и Саратовского Поволжья, девона и карбона Тувинской и Минусинской впадин, продуктивной толщи Донецкого карбона, среднего — верхнего карбона герцинского Гиссаро-Алая, нижней перми Верхоянских мезозойд, юры Рыбинской впадины, нижнего мела Вилюйской впадины, нижнего мела Таджикской и Ферганской впадин, неогена Ферганской впадины, третичных толщ Буреинского бассейна.

Породные ассоциации, в которых аркозы участвуют, характеризуются широким спектром, зависящим от геологической ситуации: это могут быть и олигомиктовые и полимиктовые песчаники, разные минеральные типы глин, карбонатные породы, угли и вулканогенные образования.

Среди четвертичных и современных осадков аркозы встречены в разных ландшафтных обстановках: в составе элювия на кристаллических породах многих областей, в аллювии р. Амударьи, в выносах р. Амазонки вдоль

северо-восточного побережья Южной Америки, в краевых морях Тихого океана и глубоководных желобах — Алеутском, Курило-Камчатском и др.

Условия образования. Характерным для аркозов генетическим типом отложений являются так называемые остаточные аркозы — залегающие на гранитах элювиальные образования, сложенные несортированными, угловатыми обломками минералов и пород, заключенными в несортированную, часто ожелезненную смесь тонкообломочных частиц и метасоматически замещенных минералов. Это — редстоун американских авторов. В результате перемива подобных пород могут формироваться делювиально-пролювиальные шлейфы, потоки, языки, часто заполняющие эрозионные впадины и обычно залегающие в основании трансгрессивных осадочных серий. Из-за внешнего сходства с гранитными породами, от которых они, впрочем, отличаются следами окатанности зерен и большим содержанием кварца, их называют восстановленным и преобразованным гранитом [23]. Сходство с гранитами еще более усиливается при глубоком эпигенезе и метаморфизме пород. Известны явления исключительно постепенного перехода от гранитов к остаточным и переотложенным аркозам, который называют градационным несогласием [23, 24].

Кроме отмеченных специфических форм аркозов существуют другие, обычные, как и у остальных песков, формы их нахождения. Аркозы присутствуют в составе аллювиальных и эоловых осадков континентальных, в том числе угленосных комплексов, ледниковых образований спарагмитовых формаций, дельтовых и донных осадков морских моласс, среди ископаемых и современных турбидитов. Очень часто в составе красноцветов присутствуют различные генетические типы аркозовых песков.

Непосредственное влияние среды осадконакопления на состав аркозов изучалось немногими. Так, Т. А. Ишиной в кольчугинской серии Кузбасса наблюдалось уменьшение полевых шпатов и обломков пород за счет увеличения кварца при переходе от русловых фаций к пойменным и уменьшение обломочных зерен пород (фельзитов, гранитоидов, микрокварцитов) при переходе от речных отложений к дельтово-баровым. Неясным остается, не являются ли наблюдаемые изменения минеральных соотношений функцией гранулометрического состава?

В целом можно видеть, что, подобно кварцевым пескам, аркозовые пески фациально полигенетичны. Специфические особенности их как минеральной группы связаны не с обстановкой накопления осадка, а с его предысторией — составом материнских пород, стилем их выветривания и особенностями переработки вещества на путях миграции к конечному водоему стока. В табл. 21 по данным о распространении полевых шпатов в магматических и метаморфических породах [8] показано, какие группы кристаллических пород являются

ТАБЛИЦА 21

Состав исходных пород для разновидностей аркозовых песчаников

Разновидность аркозов	Главные полевые шпаты	Типы исходных пород
К-аркозы	Санидин, ортоклаз	Кислые вулканиты, контактово-метасоматические породы
	Ортоклаз, микроклин, пертиты	Граниты, сиениты, пегматиты, гнейсы кислого состава
К—Na-аркозы	Ортоклаз, микроклин, альбит, кислый олигоклаз	Граниты, пегматиты, гранодиориты
Na-аркозы	Альбит, олигоклаз	Спилиты, риолиты, гранодиориты, зеленые и эпидот-амфиболовые сланцы
Na—Ca-аркозы	Олигоклаз, андезин, альбит	Андезиты, трахиты, базальты, анортозиты, кристаллические амфиболовые и кианит-андалузитовые сланцы

источниками питания для минеральных разновидностей аркозов.

Из таблицы, а также из сказанного ранее следует, что существуют два семейства аркозов, формировавшихся в разной геологической обстановке: семейство К- и К—Na-аркозов, связанных с разрушением кислых пород, преимущественно интрузивных, а следовательно, возникших после эпох интрузивного магматизма, денудации и выветривания, и семейство Na- и Na—Ca-аркозов, формирование которых происходило вслед за эффузивным магматизмом или одновременно с ним. Семейство К- и К—Na-аркозов шире распространено и связано постепенными переходами с олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками, а Na- и Na—Ca-аркозы, среди которых преобладают натровые разности из-за широких проявлений альбитизации, парагенетически связаны и переходят в полевошпатовые граувакки, граувакки и вулканогенные породы. Первые характерны для субплатформенных чехлов, вторые — для подвижных областей.

Появление аркозовых песчаников на том или ином стратиграфическом уровне зависит: 1) от близости коренных полевошпатсодержащих кристаллических пород, 2) от степени преобразования коренных пород и продуктов денудации, связанной с климатом; 3) от длительности переработки осадочного материала в связи с тектоникой. Однозначно решить вопрос о причинах появления аркозов, а не каких-либо других пород в том или ином месте не всегда возможно без привлечения других

геологических данных. Место расположения коренных пород — источников питания устанавливается обычно также с привлечением других литологических и геологических методов. Так, в меловых отложениях западной части Таджикской депрессии была установлена связь аркозовых песчаников с гранитами Гиссарского плутона после наблюдения над соотношением фаций, измерения кривой слоистости и анализа тяжелых минералов [Шванов В. Н., 1962 г.].

Аридная и ледовая обстановка более благоприятны для развития аркозов, и преобладание чистых, невыветрелых зерен полевых шпатов, в особенности плагиоклазов повышенной основности, может свидетельствовать в пользу таких условий, в которых химическое выветривание ослаблено. Дж. Демут и Р. Фейрбридж [Damuth D., Fairbridge R., 1970г.] показали, что в толоценовых осадках северо-восточной окраины Южной Америки среди олигомиктовых песков присутствуют аркозы, приуроченные к периодам аридизации климата, развивающимся на общем фоне ледниковой эпохи. Однако имеются многочисленные факты [24], указывающие на образование аркозов в жарком гумидном климате. Поэтому климатический фактор может быть оценен чаще всего с привлечением палинологических, палеоботанических и общих палеогеографических данных.

Тектонический фактор может быть выявлен путем оценки мощностей и скоростей накопления аркозовых, так же как и иных песчаников, в том числе олигомиктовых и кварцевых. Исчезновение полевых шпатов, сопровождающееся сокращением мощностей, может быть объяснено уменьшением темпов седиментации за счет тектоники. Наблюдающаяся смена базальных аркозов кварцевыми песчаниками снизу вверх во многих разрезах, упоминавшихся ранее в данной и предыдущей главах, скорее всего, может быть объяснена общим изменением петрофонда, связанным с многократным переотложением материала вследствие тектонического контроля.

IX

ГЛАВА

СЕМЕЙСТВО ГРАУВАКК

Представляет группу наиболее широко распространенных рыхлых, литифицированных или метаморфизованных песчаных осадков, сложенных обломочными зернами пород от 25 до 100 %, кварца от 0 до 75 %, полевых шпатов от 0 до 75 % и других минералов в количестве не более 25 %. Термин «граувакка» происходит от немецкого *grauewacke*, в науку введен А. Вернером в 1767 г. для описания конкретных пород — песчаников кульма в горах Гарца; по-видимому, был впервые использован Ласиусом в 1789 г. Впоследствии термин приобрел многозначность, что заставило Мурчисона еще в 1839 г. настаивать на его исключении из геологической номенклатуры. Тем не менее термин существует до сегодняшних дней, как уже отмечалось в гл. V, в разных значениях. Существенно, что при выделении минеральных видов песчаников по составу обломков, как это принято в нашей стране, термин «граувакка» для пород с высоким содержанием обломочных зерен пород почти полностью соответствует его первоначальному значению.

В литотипе — кульмовых песчаниках (табл. 29) — обломки пород составляют значительную или преобладающую часть. При этом, согласно исследованиям Р. Хельмбольта, Б. Маттиата и др. [6], содержание матрикса в них может варьировать и часто не достигает 10, и даже 5 %. Поэтому выделение граувакк по признаку повышенного содержания в них матрикса, как это принято во многих американских и западноевропейских работах, ничем не оправдано — ни правилами построения классификаций, где объекты одного ранга должны выделяться по одному признаку, ни принципами приоритета.

Породы семейства граувакк — наиболее распространенный минеральный тип песчаных отложений, формировавшихся ранее и образующихся сейчас почти во всех известных физико-географических обстановках, что определяет исключительное разнообразие их внешнего облика, физических свойств, структурных и текстурных признаков. Можно лишь говорить, какие из признаков более, какие менее характерны для граувакк, но полностью исключить проявление тех или иных свойств в граувакках очень затруднительно.

ТАБЛИЦА 22

Обломочно-компонентный и химический состав (вес. %) граувакк кульма (1 — Гарц, ГДР; 2 — Франкенвальд, ФРГ [24])

1		2			
Кварц	27	SiO ₂	73,04	Na ₂ O	3,65
Полевые шпаты	19	TiO ₂	0,15	K ₂ O	1,37
Обломки пород	30	Al ₂ O ₃	10,17	H ₂ O	2,36
Матрикс	21	Fe ₂ O ₃	0,56	P ₂ O ₅	0,23
Прочие	3	FeO	4,15	CO ₂	0,84
		MnO	0,18	SO ₃	0,10
		MgO	1,43	C	0,17
Сумма	100	CaO	1,49		
				Сумма	99,89

Рассматривая признаки в порядке убывания частоты встречаемости, можно отметить следующие: а) окраска пород темно-серая, зелено-серая, буро-серая, красно-коричневая, розово-красная, светло-серая; б) сортировка крайне низкая, плохая, умеренная, хорошая; в) окатанность зерен плохая, умеренная, отсутствует; г) градационная рассортировка прогрессивная резко выраженная, прогрессивная отчетливая, прогрессивная неотчетливая, невыраженная, регрессивная неотчетливая, маятниковая неотчетливая; д) косая слоистость — не проявляется, проявляется только с применением специальных методов, проявляется неотчетливо в части слоя; проявляется очень отчетливо во всем слое.

Граувакки наиболее характерны для мощных толщ подвижно-складчатых областей; в маломощных толщах (метры и первые десятки метров), отвечающих большим интервалам геологического времени (век и более), породы семейства граувакк встречаются крайне редко. В последних случаях велика вероятность вулканогенно-осадочного происхождения незрелой части осадка. По-видимому, существует недостаточно еще выявленная положительная корреляция между мощностью толщ и степенью их полимиктовости.

В семействе граувакк по главному признаку — соотношению обломков кварца, полевых шпатов и горных пород — выделяются три минеральных вида: собственно граувакки (обломков пород более 75 %), кварцевые и полевошпатовые граувакки (обломков пород 25—75 %). В первых кварца больше, чем полевых шпатов, во вторых полевых шпатов больше, чем кварца (рис. 37). Граница, отвечающая 75 %-ному содержанию обломочных зерен, скорее условная, чем несущая реальное содержание, поскольку точки состава пород конкретных геологических разрезов, как правило, образуют поля, пересекающие эту границу. Большую смысло-

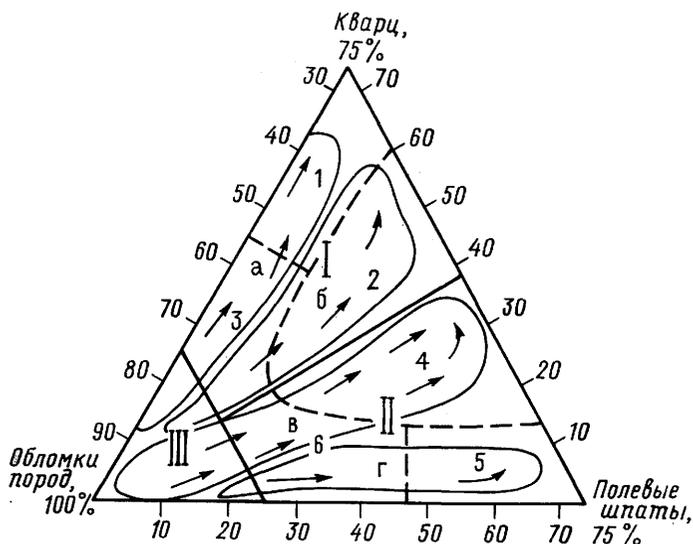


Рис. 37. Диаграмма состава песчаных пород семейства граувакк в системе кварц—полевые шпаты—обломки пород.

Минеральные виды: I — кварцевые граувакки; II — полевошпатовые граувакки; III — собственно граувакки.

Подвиды: 1—3 — кварцевые граувакки: 1 — с высоким содержанием кварца, 2 — с высоким содержанием полевых шпатов, 3 — с высоким содержанием обломков пород; 4—6 — полевошпатовые граувакки: 4 — с высоким содержанием кварца, 5 — с высоким содержанием полевых шпатов, 6 — с высоким содержанием обломков пород. Стрелками показано расположение полей и направление созревания песков: а — образованных от размыва кор выветривания, б — литовых, в — петрокластических и г — вулканогенно-осадочных.

вую нагрузку имеет линия равных содержаний кварца и полевых шпатов, разделяющая поля кварцевых и полевошпатовых граувакк. Как было впервые показано В. Д. Шутовым [56], ниже этой линии на треугольной диаграмме располагаются преимущественно точки состава песчаников, образованных от размыва магматических пород (петрокластических граувакк), выше — песчаников образованных от размыва осадочных пород или пород разного состава (литокластических и полимиктовых граувакк), а также полученных от размыва кор выветривания. Иногда целесообразно давать качественную оценку состава песчаникам, попадающим в поле кварцевых граувакк и полевошпатовых граувакк, по относительным вариациям в них кварца, полевых шпатов и обломочных зерен пород. Границы таких подразделений, которые можно назвать подвидами, количественно неопределенны, их положение может быть обозначено только приблизительно (рис. 37).

Важным описательным признаком, заключающим в себе также большую геологическую информацию, является состав обломочных зерен пород, по которому все граувакки, в том числе кварцевые и полевошпатовые, разделяются на четыре

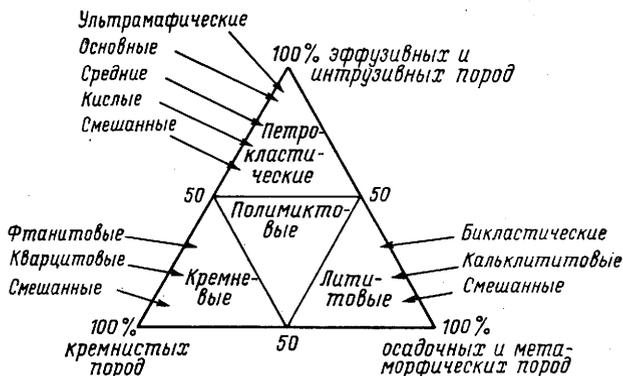


Рис. 38. Диаграмма минеральных разновидностей и разностей песчаников семейства граувакк, выделяемых по составу обломков.

главные разновидности (рис. 38): петрокластические с преобладанием обломков магматических пород, чаще всего эффузивных, литокластические, с преобладанием обломков осадочных пород, исключая кремнистые, кремневые с преобладанием кварцито-кремнистых обломков и полимиктовые, в которых ни одна из указанных групп компонентов не достигает 50%. В пределах каждой разновидности в свою очередь выделяются разности или спецификации по породному составу обломков, что, по-видимому, дает возможность фиксировать определенные геологические обстановки накопления песчаных толщ.

Помимо изложенной основной петрографической классификации граувакк, существуют другие, независимые от нее, одной из которых, прямо связанной с петрографической, является деление граувакк, как и вообще песчаников, на две группы. Первая группа соответствует собственно песчаникам как осадочным образованиям, сформированным от размыва более древних консолидированных пород. Вторая охватывает осадки, образованные от размыва пород, претерпевших консолидацию в течение данного осадочного цикла, в том же осадочном бассейне, где несколько позже происходило формирование отложений обломочного характера. Такие осадки, например сложенные вулканическими обломками (продуктами размыва застывших лавовых потоков), обломками известняков (продуктами разрушения жестких рифовых построек) или зернами глауконита, вымытого из рядом расположенных отложений, необходимо отделять от собственно песчаных образований, хотя это и не всегда можно сделать практически. Тем не менее в теоретическом плане это особая группа обломочных образований — аффинная группа (от лат. *affinis* — родственный, близкий, похожий), родственная вмещающим или расположенным рядом необломочным образова-

ниям. Далее в этом ряду следуют продукты перемыва неконсолидированных осадков, вулканических выбросов, отложения с псевдобрекчиевой структурой, образованной от растрескивания при высыхании или кристаллизации коллоидов, и некоторые другие, не являющиеся обломочными, в том числе песчаными образованиями. Необходимость отделения граувакк от родственных пород аффинной группы и отделения тех и других от вулканогенных или хемо-биогенных непесчаных образований возникает особенно часто.

Петрографический состав

Петрокластические граувакки (кварцевые и полевошпатовые граувакки). Имеют в составе обломочных зерен пород более 50 % обломков магматического происхождения. В зависимости от состава петрокластической части, выделяются разновидности граувакк, которые могут быть названы по составу соответствующих исходных магматических пород, хотя, естественно, здесь нет тождества с магматическими породами ни в компонентно-минеральном, ни в химическом составе, а только известное сходство и генетическая связь. В соответствии с делением магматических пород петрокластические граувакки разделяются на разновидности повышенной основности, в том числе ультрамафические, основные, средние и кислые.

Граувакки повышенной основности. Являются продуктами размыва основных толеитовых базальтов океанического типа и ультрамафитов. Типичными являются пески впадины Романш — тектонической депрессии, пересекающей близ экватора Атлантический срединно-океанический хребет. По А. В. Солдатову и И. О. Мурдмаа [1970 г.], почти целиком состоят из минералов серпентина и хлорита (серпентиновые пески) с примесью магнетита, пироксенов, гранатов либо содержат большое количество минералов ультраосновных и зеленокаменных основных пород — уралита и других амфиболов, пироксенов, оливина, с подчиненным количеством граната, эпидота и сфена.

Пески приэкваториальной части Атлантического срединно-океанического хребта [Fox P., Heezen B., 1965 г.] содержат в среднем кварца 7 %, плагиоклазов (до 50 % An) от 6 до 55 % обломков серпентина (преимущественно антигорита) от 4 до 50 %, вулканического стекла ($n=1,560 \div 1,600$) до до 60 %, выветрелые зерна.

Серпентиновые граувакки, содержащие до 35 % обломков серпентинитов, описаны Г. А. Мизенсоном [17] в нижнепермских песчаниках западного Урала. В отложениях ордовика (?) — нижнего силура Южного Тянь-Шаня в зоне Южно-Ферганского разлома широко развиты примитивные граувакки, состоящие из вулканокластического материала, альбита (вторичного) и кварца. Состав петрокластического материала этих

ТАБЛИЦА 23
Химический состав (вес. %) некоторых песчаников и метаморфизованных песчаников семейства граувакк

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	59,52	57,29	61,01	73,30	76,63	79,49	79,98	63,92	68,64	75,38	52,93	56,80
TiO ₂	1,35	0,85	0,74	0,79	0,72	0,53	0,13	0,68	0,93	0,22	0,05	0,10
Al ₂ O ₃	13,43	18,20	12,55	11,89	10,78	10,67	6,90	11,18	14,28	7,43	5,29	8,48
Fe ₂ O ₃	2,88	0,53	0,77	0,80	1,38	1,05	0,38	2,99	0,77	8,50	0,69	1,67
FeO	5,29	5,06	4,13	3,20	0,92	0,68	2,65	1,28	4,06	1,28	0,57	—
MnO	0,13	0,08	0,07	0,02	0,01	0,01	0,04	0,18	0,05	0,06	0,04	—
MgO	4,88	1,95	2,62	1,79	0,65	0,81	2,29	0,97	1,35	1,74	0,62	1,24
CaO	5,09	2,94	5,27	0,99	1,04	0,60	1,46	7,24	1,77	0,02	20,54	15,25
Na ₂ O	2,80	3,26	3,46	3,52	4,03	2,65	1,23	3,82	2,62	0,26	1,06	1,31
K ₂ O	1,04	1,72	1,02	1,60	1,16	1,53	0,73	2,05	2,03	0,56	0,80	1,46
S	0,0	—	—	0,0	—	—	0,01	—	—	—	0,05	—
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,18	0,40	—	0,01	0,19	0,10	—	—	0,13	Сл.
CO ₂	0,44	2,05	5,04	0,47	0,0	0,0	0,93	3,93	1,32	1,01	15,93	12,95
H ₂ O+	} 0,36	3,73	2,36	—	1,33	1,48	—	1,43	2,23	4,38	—	0,50
H ₂ O-		1,34	0,31	0,05	0,85	0,65	0,07	0,70	0,04	3,39	0,0	—
C		0,45	—	—	—	0,04	0,11	—	0,0	—	—	—
П. п. п.	3,32	—	—	1,80	—	—	2,63	—	—	—	—	—
Сумма	100,68	99,57	99,53	100,62	99,54	100,27	99,62	100,47	100,09	104,23	98,70	99,76

Примечания. 1. Граувакковый метапесчаник повышенной основности, связанный с разрушением толентовых базальтов. Канская серия (O—S₁), Алайский хребет. 2. Порфиритовая граувакка (С₂). Карагандинский бассейн [56]. 3. Днабаз-спилитовая граувакка (P₁). Печорский бассейн [56]. 4. Андезитовая кварцевая метаграувакка с высоким содержанием полевых шпатов. Яглюбская серия (O—S₁), Гиссарский хребет. 5. Кислые (альбитофировые) граувакки угленосного комплекса (P₁). Печорский бассейн [6]. 7. Полимиктовая кварцевая граувакка. Пушневатская серия (С₁). Гиссарский хребет. 8, 9, 10. Литокластические граувакки карбона Джезказгана (8), юры Большого Кавказа (9), девона Урала (10) [56]. 11. Известковая литокластическая кварцевая граувакка с обломками карбонатных пород и базальтным карбонатным цементом (С₂). Гиссарский хребет. 12. Известковая субграувакка (кварцевая граувакка). Третичная моласса, Швейцария [24].

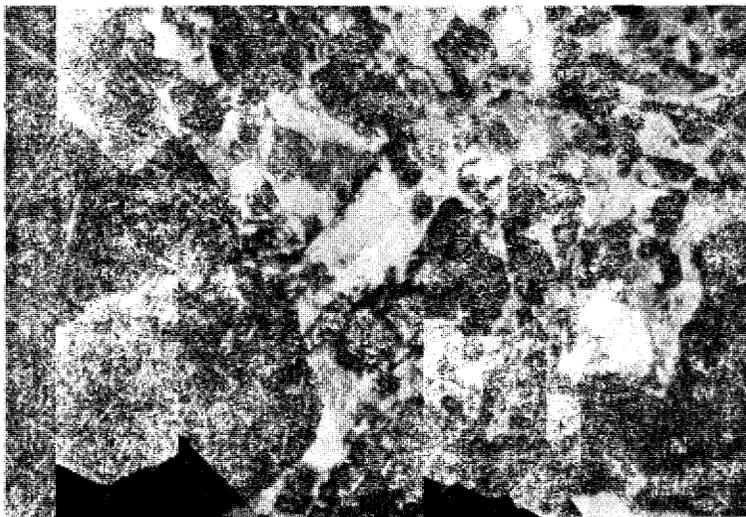


Рис. 39. Петрокластическая основная известковая граувакка зоны умеренного катагенеза.

Наиболее заметны обломки базальтовых порфиритов, присутствуют также зерна основных вулканитов с микролитовой, афировой и стекловатой структурами, единичные обломки кислых плагиоклазов, кремнистых и карбонатных пород. Цемент кальцитовый, открытый поровый, мозаичный и пойкилитовый, коррозионный; $40\times$, с анализатором. Артинский ярус, р. Уфа. Коллекция Г. А. Мизенса.

пород непосредственно не определяется из-за проявлений метакатагенеза и зеленосланцевого метаморфизма, однако они принадлежат именно рассматриваемой группе, о чем свидетельствует их химический состав (табл. 23) и ассоциация с ультрамафитами, габброидами и толеитовыми базальтами. По-видимому, большинство песчаников мира, связанных с зеленосланцевыми и глаукофановыми поясами и с эвгеосинклинальными зонами, содержащими ультрамафиты и толеиты, относятся к грауваккам повышенной основности, в том числе к ультрамафическим.

Основные граувакки. Формируются вследствие размыва основных пород — диабазовых порфиритов, диабазов, базальтов, а также диабазо-спилитовых комплексов. Основные граувакки (и их кварцевые и полевошпатовые аналоги) распространены в эвгеосинклинальных зонах, например в девоне Магнитогорского синклинория, в девонских вулканогенных разрезах Южного Тянь-Шаня, в наложенных впадинах зон активизации (угленосная толща карбона Карагандинского бассейна), иногда в передовых прогибах (угленосная толща перми Печорского бассейна, угленосная толща неогена Северного Сахалина) [6, 52].

Главными компонентами основных граувакк (рис. 39) являются обломки порфиритов, диабазов, основных туфов, спилитов; спорадически могут встречаться обломки серпентинитов, а также магматических пород среднего и кислого сос-

тава, осадочных и метаморфических пород. Количество полевых шпатов может быть высоким (до 50 %) — это плагиоклазы, преимущественно альбит унаследованно-новообразованный и новообразованный, олигоклаз и андезин (до № 50), возможен лабрадор. Роль ортоклаза и микропертита незначительна. В тяжелой фракции присутствуют магнетит, ильменит, лейкоксен, хромит, пикотит, циркон, апатит, гранат, рутил, сфен, эпидот, цеозит.

Граувакки среднего состава. Андезитовые, фельзитовые, гранодиоритовые граувакки формировались рядом с разрушающимися вулканическими островными дугами или вулканически активными континентальными окраинами. Из работ И. О. Мурдмаа [1971 г.], А. Г. Коссовской [1979 г.] П. В. Маркевича и О. В. Чудоева [1979 г.], Г. А. Мизенса [17] и других очевидно широкое распространение этих пород — в современных осадках районов островных дуг западной периферии Тихого океана, в угленосных и флишевых отложениях неогена и палеогена Сахалина, неогена и верхнего мела Камчатки, в пермской молассе Западного Приуралья и пермской угленосной формации Печорского бассейна.

Сложены обломками андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, реже базальтов, альбитофиров, в отдельных районах хорошо реконструируются обломки гранодиоритов и гранитов; в различных количествах, иногда значительных, присутствуют обломки с фельзитовой структурой, измененные хлоритизированные, серицитизированные или окварцеванные обломки. Полевые шпаты представлены плагиоклазами от альбита до андезина, может быть встречен лабрадор. Калиевые полевые шпаты — единичные или отсутствуют. Содержание кварца различно в разных минеральных видах граувакк — от нескольких единиц до 40—50 %. В тяжелой фракции присутствуют пироксены, амфиболы, оливин, апатит, эпидот, магнетит, хромит, периклаз, а также рутил, анатаз, ильменит, гранат, циркон, сфен.

Кислые граувакки. В зависимости от состава преобладающих обломков могут быть альбитофировые, порфиритовые, гранит-порфиритовые, фельзитовые и др. Образуются в зонах активизации континентальных массивов или в переходных областях в заключительные этапы развития прилежащих складчатых систем. Описаны [6] в составе морских отложений неогена Сахалина, угленосной формации карбона Карагандинского бассейна, медистых песчаников карбона Джекзакана, угленосной перми Печорского бассейна.

Сложены микрофельзитовыми обломками, микрогранитными или аплитовыми обломками, состоящими из мельчайших ксеноморфных кристаллов полевых шпатов и кварца, обломками с гипидиоморфнозернистым альбитом, серицитизированными обломками стекловатых эффузивов; могут присутствовать обломки порфиритов, микродиабазов и туфов различного

состава. Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами (до № 20), в подчиненном количестве (до 20 % от общего количества полевых шпатов) ортоклазом, единичными обломками микроклина и пертита, очень характерен обломочный биотит или производные от него модификации — хлоритизированный биотит, вермикулит, хлорит. Части кремнистые обломки, при обогащении которыми происходит переход к кремневым грауваккам. Обломочный кварц составляет от единиц до 30—40 %. В тяжелой фракции присутствуют циркон, рутил, турмалин, ильменит, лейкоксен, гранаты, магнетит, гематит.

Цементы петрокластических граувакк охватывают, по существу, все известные структурные и минеральные типы. Весьма широко распространены бесцементные, «отмытые» граувакки со свободным поровым пространством, а среди эпигенетически измененных — с конформными структурами. Наиболее характерен «глинистый» цемент, под которым понимается различного происхождения тонкодисперсный материал, заполняющий промежутки между различными под микроскопом обломками. Этот материал может быть глинисто-обломочным седиментационного происхождения, стадийно-глинистым новообразованным и структурно (и генетически) неопределенным, типа матрикса. Обломочный отличается от стадийного по расположению в поровом пространстве и относительно обломочных компонентов: первый не имеет определенной ориентировки или зональности в порах, второй зонален или закономерно ориентирован относительно обломков (крустификационные каемки вокруг зерен, поры, заполненные по периферии гидрослюдой, внутри каолинитом и т. д.). О природе матрикса будет сказано ниже.

Глинистый цемент основных и средних граувакк в зависимости от состава исходных продуктов и степени преобразования сложен взаимопроникающими, а также проникающими в обломочные компоненты минералами — диоктаэдрической гидрослюдой, монтмориллонитом, различными модификациями «подвижного» 14Å-хлорита, хлоритом типа рипидолита, а также, в подчиненном количестве, каолинитом, кварцем, альбитом, эпидотом, пренитом, пумпеллиитом. В кислых граувакках главными минералами глинистого цемента являются диоктаэдрическая гидрослюда, часто содержащая минералы монтмориллонитового типа, каолинит, кварц, триоктаэдрическая слюда, «подвижные» хлориты, могут присутствовать вермикулит, пренит, пумпеллиит. В тех и других участвуют лейкоксенизированные и лимонитизированные сгустки, пирит, ОВ.

В петрокластических граувакках также распространены: 1) карбонатный цемент, в известной степени антиподальный глинистому по геологическому распространению и поведению при эпигенезе; при карбонатном цементе не развивается матрикс. Минералы цемента карбонатных граувакк — кальцит, в том числе содержащий железо-магниевою изоморфную при-

мель, сидерит, анкериты; доломит встречается редко; 2) железистый цемент, типичный для красноцветных толщ, различной структурной модификации, чаще всего пленочный и сгустковый, представленный гематитом, гётитом, гидрогётитом, магнетитом и их смесями; 3) сульфатный — гипс-ангидритовый, баритовый и или целестиновый, как правило, образующий линзы и гнезда среди пород с цементом иного типа, чаще всего карбонатным; 4) цеолитовый цемент и примесь цеолитов, из которых главным является анальцит. Цеолиты часты в петрокластических граувакках, так как несмотря на геологический «космополитизм» цеолитов, в этих породах выполняется одно из условий цеолитообразования — существование реакционноспособного вещества вулканического происхождения.

Петрокластические граувакки аффинной группы образуются от разрушения свежих вулканогенных пород, в том числе плотных эффузивных покровов. Такие породы, которые принято называть «вулканогенными граувакками» или «вулканотерригенным комплексом граувакк» (библиографию см. [56]), от собственно петрокластических граувакк довольно трудно отличить по структурным или текстурным признакам. Так, в нижней перми Дарваза широко развиты граувакки из идеально окатанных и сортированных обломков порфириров, диабазовых порфириров и стекловатых эффузивов, аналогичных по составу лавовым потокам, слагающим эту же толщу, что свидетельствует о принадлежности граувакковых песчаников к аффинной группе. В переслаивании с ними широко распространены такого же состава градационно-слоистые несортированные разности, богатые глинистым цементом или содержащие матрикс.

По В. Д. Шутову [56], отличительной особенностью вулканотерригенных граувакк (аффинной группы) является значительно худшая, чем в собственно граувакках, структурная упорядоченность минералов внутри обломочных зерен, выявляемая рентгеноструктурным анализом. Обилие реакционноспособного исходного силикатного материала, отвечающего обычно средним и основным эффузивам, приводит к интенсивному аутигенному минералообразованию — формированию слоистых и каркасных силикатов (слюд, хлоритов, цеолитов, щелочных полевых шпатов и др.), осуществляющемуся в более широких масштабах и значительно быстрее соответствующих процессов, возможных в петрокластических граувакках.

Все вулканогенные граувакки, проанализированные В. Д. Шутовым с привлечением материалов К. Крука, Б. Чеппеля, Д. Лербекмо, А. Раама и других, крайне бедны кварцем, богаты обломками андезитов, базальтов и полевыми шпатами; среди молодых пород присутствуют плагиоклазы с 40—90 %-ной анортитовой составляющей, в древних породах большинство или все плагиоклазы альбитизированны; среди темноцветных минералов много пироксенов и роговых обманок.

Из аутигенных минералов ведущее место занимает монтмориллонит, часто железистый, близкий к нонтрониту, трансформирующийся при эпигенезе в хлорит и гидрослюда. По каркасным и цепочечным силикатам развиваются цеолиты, сначала анальцит, шабазит, филлипсит и томсонит, сменяющиеся с ростом катагенеза менее водными цеолитами — гейландитом и ломонтитом. С последними могут ассоциировать альбит и пренит, позже развиваются пумпеллиит и эпидот. Обилием аутигенных минералов граувакки аффиной группы отличаются от собственно петрокластических граувакк, в последних, кроме того, новообразования появляются позднее и имеют преимущественно терригенно-трансформированное происхождение; в собственно граувакках поэтому обломочные структуры сохраняются дольше и значительно позже развивается матрикс.

Кремневые граувакки (в том числе кремневые кварцевые граувакки). Могут быть фтанитовыми и кварцитовыми. Литотипом фтанитовых могут служить описанные И. В. Хворовой [44] песчаники из силурийских и девонских разрезов Южного Урала, представленные темными, почти черными породами широкого гранулометрического спектра. Обломки, преимущественно угловато-окатанные, образованы различными фтанитами, кремнисто-глинистыми сланцами, зелеными силицитами; присутствуют яшмовые зерна, перемытые остатки радиолярий и акритархов; встречаются обломки вулканогенных пород, хлоритизированных зерен, полевых шпатов и кварца. Судя по песчаникам из других разрезов — перми Западного Урала (рис. 40) и Печорского бассейна, палеогена о. Сахалин, фтанитовые песчаники бедны цементом и тяжелыми минералами, в составе которых преобладают лейкоксенизированные титанистые минералы, лейкоксен, гранат. Ассоциируют с кремнистыми и вулканогенными породами, часто сопровождают зоны развития олистостром.

Полимиктовые граувакки (в том числе кварцевые и полевошпатовые граувакки). Содержат разнообразные обломки — различных интрузивных, эффузивных, осадочных и метаморфических пород. В зависимости от содержания кварца образуют широкий спектр от низкокварцевых полимиктовых пород типа зилаирских песчаников Южного Урала до кварцевых граувакк типа триасовых и юрских песчаных пород Северного Прикаспия или мезозойских песчаников Западно-Сибирской плиты [22].

Песчаники зилаирской серии Зилаирского синклиория — литотип полимиктовых граувакк [Ильинская М. Н., 1980 г.] — при низком содержании кварца (5—15 %) состоят из различных варьирующих количеств обломочных зерен: а) магматических пород — серпентинитов, микродиабазов, спилитов, андезитов, базальтов, трахитов, микропегматитов, гранофилов, микрогранитов; б) осадочных пород — силицитов, аргиллитов,

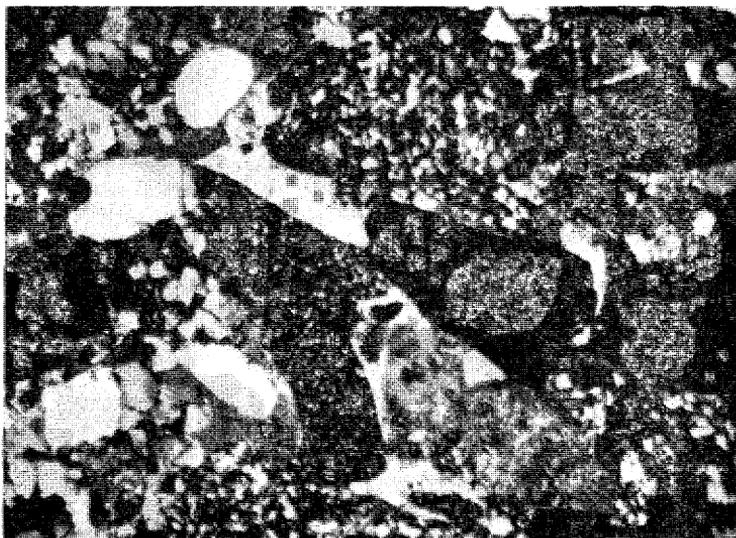


Рис. 40. Кремневая граувакка зоны умеренного катагенеза.

Наиболее заметны обломки скрыто- и микрокристаллических фтанитов, мелкокристаллических силицитов и кварцитов, присутствуют единичные обломочные зерна кварца, песчаников и известняков. Цемент кальцитовый поровый, несплошной, мозаичный; $40\times$, с анализатором. Нижняя пермь, р. Уфа. Коллекция Г. А. Мизенса.

алевролитов, карбонатных пород; в) метаморфических пород — кварцитов и кристаллических сланцев; г) минералов — плагиоклазов от альбита до лабрадора, ортоклаза, роговой обманки, пироксенов, магнетита, хлорита, мусковита, биотита, хромшпинелидов, глауконита. Цемент (матрикс) слюдисто-хлоритовый, часто ожелезненный и загрязненный некристаллическими продуктами выветривания, в отдельных горизонтах сидеритовый и кальцитовый. Полимиктовые граувакки зилайрского типа очень характерны для складчатых областей, в особенности для средних этапов их развития.

Лититовые, или литокластические граувакки (в том числе кварцевые граувакки). Содержат в составе обломков более 50 % зерен осадочных пород при подчиненном содержании кремнистых обломков и кварцитов. Литокластические граувакки являются продуктами размыва преимущественно осадочных пород, что находит отражение не только в специфическом составе обломочных зерен пород, но и в составе остальных компонентов. В. Д. Шутовым [56] было показано, что литокластические песчаники в зависимости от степени вызревания характеризуются широким спектром в содержании обломочного кварца и обломков пород при относительно постоянном содержании полевых шпатов. Точки состава лититовых граувакк поэтому на основной треугольной диаграмме состава

(см. рис. 21) располагаются в поле кварцевых граувакк субпараллельно изолиниям концентраций полевых шпатов.

Среди обломочных зерен преобладают тонкозернистые и скрытокристаллические агрегатного строения обломки — глинистые, глинисто-кремнистые, глинисто-слюдистые, глинисто-карбонатные сланцы, аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники преимущественно кварцевого состава. Могут присутствовать обломки кремнистых пород, кварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев, эффузивов преимущественно кислого и среднего состава, неопределимые выветрелые обломки. Полевые шпаты представлены альбитом, кислым олигоклазом, калиевыми полевыми шпатами. С увеличением зрелости, отмечаемой по возрастанию кварца, происходит возрастание кремнистых обломков, а среди полевых шпатов — калиевых разновидностей. В составе аксессуаров присутствуют циркон, рутил, анатаз, гранат, турмалин, апатит, шпинель, лейкоксен, рудных минералов мало, так же как мал общий выход тяжелой фракции.

Основными видами цемента лититовых граувакк являются карбонатный (кальцитовый, магнезиально-кальцитовый, железисто-кальцитовый) и кремнистый, часто тот и другой вместе. Весьма обычны глинистый и глинисто-карбонатный цементы, железисто-глинисто-карбонатный, в измененных породах возможно присутствие неравномерно распределенного матрикса, полученного от преобразования и раздавливания неустойчивых фрагментов (выветрелых зерен, глинисто-слюдистых обломков и измененных полевых шпатов) жестким каркасом из более устойчивых пород и минералов.

Литокластические граувакки широко развиты в геологических разрезах. Они содержатся в каменноугольных и пермских отложениях Урала и Тянь-Шаня, в пермско-триасовых отложениях Мангышлака, в юрских и меловых толщах Предкавказья, в неогене продуктивной толщи Кобыстана и др. Повидимому, литокластические граувакки широко формировались во внутренних и внешних прогибах складчатых областей на поздних и заключительных этапах их развития, в передовых прогибах, обрамляющих складчатые системы, и в зонах активизации в пределах континентальных блоков. Зрелые литокластические граувакки широко развиты на подвижных платформах, особенно среди континентальных толщ. Подавляющее большинство современных континентальных и шельфовых песков представлено литокластическими граувакками.

Существуют особые разности лититовых граувакк, сложенные обломками пород одной группы, — монолитические граувакки. Для некоторых из них предложены специальные названия: бикластические граувакки (термин М. К. Калинко), сложенные существенно обломками терригенных пород (алевролитов и глинистых), филларениты (термин Р. Фолка), образованные преимущественно

обломками преобразованных глинистых пород (филлитов, метаморфических и кристаллических сланцев). Для песчаников, сложенных обломками более древних карбонатных пород (известняков, доломитов и мергелей), в отечественной литературе применяется термин «хемокластиты», в американской — «кальклититы». Карбонатные хемокластиты часто встречаются в современных песках, например на пляже к западу от Евпатории, где они образуются в результате абразии сарматских известняков. Среди ископаемых отложений известны как осадки разного генезиса, в том числе эоловые, например описанные И. В. Хворовой в среднем карбоне Московской синеклизы. Основная трудность заключается в отделении их от калькаренитов — пород, в которых карбонатные обломки имеют внутривассейновое происхождение. Признаками кальклититов, по-видимому, являются поликристалличность обломков, наличие на них рубашек нерастворимого остатка, их изометричная форма, а не уплощенная как у калькаренитов, разнообразие структурных типов обломочных зерен и разновозрастность фауны. Карбонатные пески должны отражать быструю эрозию и, следовательно, высокий рельеф; располагаются они вблизи областей размыва, так же как и остальные монолитические граувакки. Описаны в составе палеогеновых альпийских моласс, в верхнепермских красноцветах Приуралья, встречаются в карбонатных турбидитах девона Центрального Таджикистана.

Разнообразие обломочно-компонентного состава песчаников семейства граувакк приводит к пестроте их химического

ТАБЛИЦА 24

Приблизительные граничные значения главных химических параметров собственно граувакк, кварцевых и полевошпатовых граувакк (рассчитанные по классификационному треугольнику состава, рис. 27)

Химические параметры	Виды пород		
	Кварцевые граувакки	Полевошпатовые граувакки	Собственно граувакки
FeO ⁿ	045—142	045—142	>142
	4,0—11,5	4,0—11,5	>11,5
SiO ₂	1470—1020	1280—960	<1140
	88,2—61,3	76,9—57,7	<68,5
Na ₂ O'	025—075	075—140	050—095
	1,9—5,9	5,9—10,7	3,9—7,4

Примечание. В числителе даны значения в молекулярных количествах, в знаменателе — в весовых процентах.

состава, который еще более усложняется из-за влияния цемента. Наиболее надежно установление минерального вида песчаника на основе химического анализа для петрокластических граувакк. В табл 24 приведены значения главных химических параметров, разделяющих три основных вида граувакк именно такого состава. Как только в песчаниках появляются обломки осадочных, в особенности кремнисто-кварцитовых пород, точки состава их смещаются к кварцевой вершине классификационной диаграммы, попадая в поле кварцевых граувакк, даже если свободного кварца очень мало или он отсутствует вовсе. Еще более затруднено определение по химическому составу минеральных разновидностей и разностей песчаников грауваккового семейства. Здесь возможны качественные приблизительные оценки путем сравнения с химическими составами единичных образцов или с некоторыми средними величинами, содержащимися, например, в работах [24, 56, 60]. В табл. 23 приведены химические составы индивидуальных проб некоторых песчаников, принадлежность которых к минеральным разностям определялась по обломочно-компонент-

ТАБЛИЦА 25

Средние химические составы (вес. %) главных разновидностей граувакк

Компоненты	Петрокластические					Литокластические		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,82	71,75	65,29	66,7	65,67	72,38	66,1	68,43
TiO ₂	0,85	0,28	0,56	0,6	—	0,50	0,3	—
Al ₂ O ₃	15,29	11,91	13,60	13,5	12,73	10,29	8,1	10,23
Fe ₂ O ₃	0,56	1,11	0,83	1,6	} 4,52	2,53	3,8	} 3,10
FeO	4,62	2,00	3,31	3,5		1,80	1,4	
MnO	0,13	0,13	0,13	0,2	—	0,09	0,1	—
MgO	2,74	1,41	2,07	2,1	2,03	1,40	2,4	1,07
CaO	4,26	2,55	3,40	2,5	2,51	3,00	6,2	2,08
Na ₂ O	3,25	2,91	3,08	2,9	2,86	2,18	0,9	0,72
K ₂ O	1,35	2,22	1,78	2,0	1,65	1,66	1,3	1,31
SO ₃	—	—	—	0,3	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,10	0,1	—	0,10	0,1	—
CO ₂	0,92	0,21	0,56	3,0	—	—	5,0	—
H ₂ O ⁺	3,20	1,90	2,60	2,4	—	} 3,42	3,6	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,6	—		0,7	—
C	3,43	2,17	2,80	0,1	—	—	—	—
Сумма	99,53	100,65	100,11	102,1	91,97	99,35	100,0	86,94

Примечания. 1. Основные петрокластические граувакки [56]. 2. Кислые петрокластические граувакки [56]. 3. Петрокластические граувакки (среднее из 1 и 2). 4. Собственно граувакки [24]. 5. Эггосинклинальные песчаники [60]. 6. Литокластические (литокластогенные) граувакки [56]. 7. Литокластические граувакки (литонидные аргиты) [24]. 8. Мнгоэосинклинальные песчаники [60].

ному составу либо (для метаморфических пород) по парагенезисные значения состава минеральных разновидностей граувакк. незу с соответствующими вулканитами, в табл. 25 даны сред-

Принадлежность породы к ультрамафической, основной, средней или кислой граувакке петрокластической группы не может быть выведена непосредственно из химического состава соответствующих исходных магматических пород, поскольку процесс переотложения всегда сопровождается искажениями в соотношениях петрогенных элементов. Было установлено [52], что при разрушении вулканитов и образовании петрокластических граувакк в непосредственной близости от них в условиях морских бассейнов происходит обогащение песков калием (в некоторых случаях более чем в 10 раз), кремнеземом, натрием при одновременном выносе кальция, магния и железа. Особенно велики масштабы выноса кальция и магния, если не создается условий для их вторичной садки в виде карбонатов.

Петрокластические граувакки повышенной основности и основного состава в наибольшей степени обладают признаками свойственными грауваккам вообще (см. табл. 23, 25). Это преобладание натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$), закисного железа над окисным ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1$), высокое содержание бескарбонатного магния, также как вообще высокое значение магния и железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$). С переходом к кислым петрокластическим грауваккам, полимиктовым и далее к литокластическим эти особенности сглаживаются и в конечных членах ряда, как это хорошо видно из табл. 25, могут наблюдаться обратные соотношения: $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$, а содержание CaO карбонатного много больше суммы $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$.

По отмеченным характеристикам основные и средние граувакки сближаются с основными Na- и Na—Ca-аркозами, также как кислые петрокластические и многие лититовые граувакки близки к кислым K- и K—Na-аркозам. Состав монолитических литогенных граувакк (кремневых, известняковых, глинисто-филлитовых) отражает химический состав соответствующих исходных пород, хотя всегда в той или иной степени деформированном виде.

Вторичные изменения

Характер вторичных изменений песчаных пород семейства граувакк зависит от состава вещества, способного участвовать в процессе внутрипородных преобразований, и от совместного влияния внешних факторов — давления, температуры и флюидов. Внутренние факторы определяются в первую очередь принадлежностью породы к тому или иному минеральному виду песчаников, внешние — общей геологической обстановкой. Влияние общей геолого-структурной позиции толщ, в которых про-

текают процессы эпигенеза, изучено очень слабо, что приводит к разногласиям в понимании зон и фаций эпигенеза, выделяемых в различных регионах. Даже в определении такого важнейшего понятия, как граница между осадочными и метаморфическими породами, проявляются существенные расхождения [Логвиненко Н. В., Шванов В. Н., 1973 г.].

То обстоятельство, что характеристика зон и фаций постдиагенетических преобразований осадочных пород, проявляющихся в толщах разного состава и разной геологической позиции, недостаточно отражена в литературе, а описанные преобразования плохо скоррелированы между собой, не дает возможности рассмотреть процессы вторичного преобразования граувакк в единой системе. Можно лишь наметить основные направления развития постдиагенетических процессов и ограничиться рядом примеров.

Исторически сложилось так, что основные геологические линии развития процессов преобразования горных пород были установлены не литологами, а петрографами-метаморфистами. Поскольку метаморфизм есть завершение эпигенеза, где достигается установление тех минеральных равновесий, начало которых восходит к первым моментам существования осадочных пород, имеющиеся представления о геологических типах метаморфизма, изложенные, в частности, в последнее время Г. Винклером, Н. Л. Добрецовым, В. С. Соболевым, А. Мияширо, могут быть распространены на процессы эпигенеза. При таком подходе может быть выделено пять геологических обстановок постдиагенетических изменений осадочных пород, показанных в табл. 26. Здесь же обозначены возможные типы эпигенеза, представляющие собой последовательные ряды постдиагенетических фаций, начинающие формироваться сразу после диагенеза и завершающиеся метаморфизмом. Типы эпигенеза (или ряды вертикальных фаций эпигенеза) получают на пересечении определенных геологических обстановок с определенными минеральными типами граувакк. Рассмотрим некоторые из них, более изученные и, по-видимому, чаще всего встречающиеся.

1. Выделение ряда, начинающегося сверху цеолитами [Кумбс Д., 1963 г.], было одним из первых опытов описания эпигенетической зональности. Первоначально установлен в вулканогенных граувакках и туфах триаса и перми Новой Зеландии, позже был изучен на островах Японии. Особенности эпигенетической зональности этого типа определяются обилием термодинамически неустойчивого вулканогенного материала и высокими значениями геотермического градиента. Преобразование заключается в появлении специфических водных силикатов, заполняющих поры или метасоматически замещающих первично-обломочные компоненты без разрушения первоначальных структурных и текстурных признаков пород. Переход в метаморфические породы зеленосланцевой зоны

ТАБЛИЦА 26

Типы эпигенеза — метаморфизма, осуществляющегося
в грауваках разного состава

Геологическая обстановка	Тип эпигенеза — метаморфизма	Вулканокластические, аффинная группа	Петрокластические		Литокластические	
			Основные, средние	Кислые	Общий случай	Экстрааридного климата
Континентальные плиты	Погружения — умеренных p и t				6	7
Границы океанических и континентальных плит, геосинклинальные системы	Поздний этап развития	1			5	
	Средний (главный) этап развития	Динамический (синскладчатый) — повышенных p , пониженных t		3	4	
	Ранний этап развития	Барический — высоких p , низких t		2		
Океанические плиты	Расширения океанического дна — низких p , высоких t					

Примечание. Заштрихованы возможные типы проявлений эпигенеза; цифрами обозначены типы эпигенеза, описанные в тексте.

осуществляется в диапазоне мощности, измеряемой 2500 — 5000 м.

Обобщенная схема эпигенетической зональности имеет следующий вид: 1) зона вулканического стекла и монтмориллонита; 2) зона клиноптилолита — гейландита и смешанослойных глинистых минералов типа корренсита; 3) зона ломонтита с альбитом и подвижным хлоритом, 4) зона пренит-пумпеллита; 5) зона эпидота и хлорита. Нижняя зона метагенеза (эпидот-хлоритовая) непосредственно смыкается с метаморфическими сериями типа Абакума, выделенными А. Мияширо, граница с метаморфическими породами проводится по изограде биотита.

2. В условиях высоких давлений и низких температур толщи петрокластических граувакк и вулканогенно-обломочных пород, начиная от ломонтитовой зоны, переходят в лавсонит-альбитовую (глубокий метагенез) и далее в лавсонит-глаукофановую метаморфическую зону. Характер перехода описан Е. Бейли с соавторами во францисканской формации Северной Америки, Н. Л. Добрецовым в мезозое и палеозое Западно-Корякской складчатой области и в других районах.

3 и 4. Эпигенетическая зональность с переходами в мета-

морфические породы, формирующаяся в процессе складчатости и поэтому подчиненная тектоническим структурам, описана в Южном Тянь-Шане [52] и Верхоянье [Япаскерт О. В., 1980 г.]. В первом из этих регионов терригенные комплексы возрастного диапазона от ордовика до карбона охвачены преобразованиями, отвечающими зонам умеренного и глубокого катагенеза, метагенеза и метаморфизма (преимущественно зеленосланцевого). По всему разрезу в петрокластических и литокластических граувакках наблюдается практически одинаковый комплекс вторичных минералов, представленных альбитом, кварцем, хлоритом, слюдой, актинолитом, эпидотом, цоизитом, карбонатами. Меняются их количественные соотношения, структурная позиция, происходят изменения железистости — магнезиальности хлоритов и соотношений политипов слюд 1Md, 1M, 2M₁. Это заставляет в основу выделения зон вторичных преобразований положить не минералогический, а структурно-текстурные признаки. В породах семейства граувакк по структурно-текстурным признакам обособляются зоны: умеренного катагенеза — глубокого катагенеза — начального метагенеза — глубокого метагенеза, подробную характеристику которых можно найти в указанной работе [52].

Зона метагенеза, характерный образец песчаника которой показан на рис. 41, сменяется зоной зеленосланцевого метаморфизма; граница между зонами проводится по полному господству в метаморфических породах новообразованных кварца, альбита, слюды политипа 2M₁, железисто-магнезиальных и магнезиальных хлоритов, эпидота, актинолита, карбонатов. Могут сохраняться отдельные «запечатанные» зерна кварца и микрокварцитов. Структуры гранобластовые или гранолепидобластовые. Первичные текстуры и пород и толщ полностью переработаны и превращены в кристаллизационно-слоистые, часто осложненные последующими плейчатостью и брекчированием.

Выделенный под номерами 3 и 4 тип вторичных изменений характерен, по-видимому, для большинства геосинклинально-складчатых систем. Рост вторичных преобразований с глубиной наблюдается только в самом общем виде — верхние этажи складчатых областей в целом преобразованы слабее нижних. В конкретных разрезах многокилометровых толщ может вообще не фиксироваться увеличение степени преобразования вниз по разрезу, зато отчетливо выступает приуроченность проявлений глубокого эпигенеза и метаморфизма к зонам региональных разломов и ядерным частям крупных антиформных и в особенности синформных структур.

5 и 6. Тип преобразований, осуществляющихся в литокластических граувакках и кварцевых граувакках в областях погружения на континентальных блоках, описан в литературе наиболее полно. Можно даже сказать, что сама теория эпигенеза в нашей стране родилась и оформилась на основе изуче-

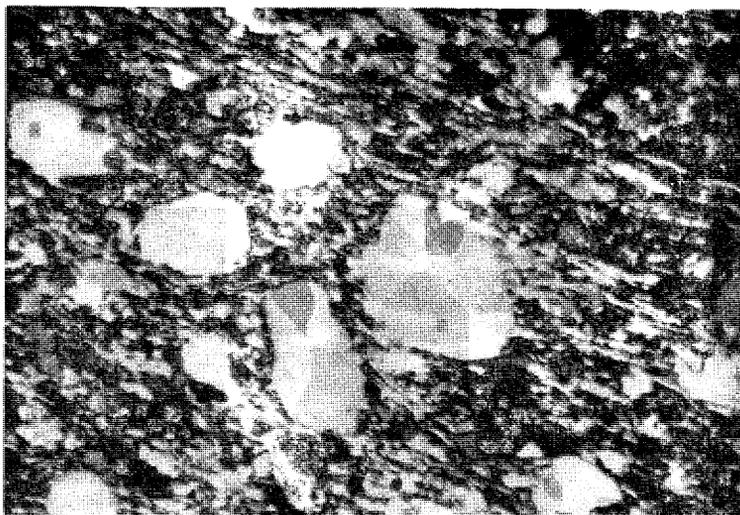


Рис. 41. Кварцево-граувакковый песчаник зоны глубокого метagenеза. Все обломочные компоненты, кроме кварца, превращены в слюдисто-хлорит-альбит-кварцевый агрегат с гранолепидобластовой структурой и ориентированной слоеватой текстурой. Реликтовые крупные обломочные зерна кварца переработаны кристаллизационным бластезом; $60\times$, с анализатором. Ягнобская серия (O-S₁) Зеравшанского хребта.

ния именно этого типа преобразований [Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1955 г.; 1963 г.; Рухин Л. Б., 1956 г.; Логвиненко Н. В., 1956 г., 1968 г.; Перозио Г. Н., 1971 г.; Карпова Г. В., 1972 г.]. Не останавливаясь на характере подобных преобразований, поскольку они подробно описаны в указанных работах, особенно в сводке Н. В. Логвиненко [1968 г.], и частично охарактеризованы выше (см. табл. 7), отметим, что, проявляясь на молодых и древних платформах, в авлакогенах, передовых прогибах и зонах активизации, они носят отчетливый вертикально-зональный характер: степень преобразования возрастает сверху вниз и прослеживается в непрерывных разрезах до глубин 12—15 км.

7. В. Д. Шутовым [56] со ссылками на И. Лукаса, Г. Милло, Д. П. Серюченко описана специфическая магнетитово-хлоритовая фация глубокого катагенеза в граувакках, сформированных в условиях резко аридного климата. Вследствие взаимодействия твердой фазы песчаников с гомогенными осадочно-диагенетическими образованиями и рассолами происходит постепенное исчезновение слоистых силикатов с разбухающими пакетами и формирование высокомагнетитовых хлоритов типа пеннина. Образуются также тальк, гидрослюда 1М, магниевые турмалины, бораты и др. При метаморфизме подобных пород возможно формирование скапюлитовой ассоциации.

В литературе, особенно в зарубежной, часто акцентируется внимание на проблеме матрикса — основной недвупреломляющей или агрегатно-поляризующей ткани, соединяющей структурно-обособленные зерна. Обзор проблемы сделан Ф. Петтиджоном и др. [24], которые в конечном счете присоединились к мнению В. Диккинсона, что матрикс может быть образован: а) находящейся в порах обломочной глиной; б) перекристаллизованным тонкообломочным материалом; в) продуктом диагенетического изменения песчаных зерен; г) деформированными и раздавленными обломками пород. Рассматривая происхождение матрикса, Д. Веттен и Д. Хавкинс [63] показали, что тонкодисперсный материал не является обязательным атрибутом граувакк, и даже в турбидитах, если они не литифицированы и пылевато-пелитовые частицы могут быть легко отделены от песчаных, количество первых обычно не превышает 10 %. Специальные исследования матрикса указанными авторами привело их к убеждению, что минералы матрикса в граувакках являются продуктом изменения термодинамически неустойчивых компонентов в процессе диагенеза (и эпигенеза).

Оценивая проблему в целом, можно отметить, что в случаях нелитифицированных и слаболитифицированных осадков глинистое вещество, цементирующее обломки, может быть диагностировано и классифицировано как глинистый цемент. В большинстве случаев из-за обилия реакционноспособных компонентов в граувакках оно подвергается изменению — монтмориллонитизации, хлоритизации, серпентинизации и другим процессам, начинающимся в тонкодисперсной части и распространяющимся на все более крупные компоненты в ходе диагенеза и эпигенеза. Количество этого вещества, состоящего из взаимопроникающих агрегатов вторичных минералов, зависит как от количества термодинамически неустойчивых компонентов, так и от степени вторичного преобразования. Однако, в одних породах раньше, в других позже, этот процесс все равно завершается, и в зоне метагенеза уцелевшие от перекристаллизации обломки кварца и альбита заключаются в тонкодисперсное вещество — матрикс. Поэтому, хотя и с возможной погрешностью из-за трудностей оценки первоначального количества глинистого цемента, при подсчетах матрикс следует относить к обломочной части граувакк, присоединяя к сохранившимся обломкам пород. Для граувакк с матриксом и неразличимыми обломочными зернами пород может быть использован термин «собственно вакка» как минералогическое структурное понятие.

Геологическое распространение и парагенезы

Невозможно оценить, происходило ли формирование граувакк в катархее, так же как спорным является вопрос о существовании земной атмосферы и гидросферы в это время. Хотя химические анализы древнейших пород (многие из них приведены О. М. Розеном [29]), в том числе алданского комплекса и кольской серии, соответствуют составу разного вида песчаников, а в кварцитах иенгрской серии обнаружен окатанный циркон, вопрос о возможности образования обломочных пород на заре геологической истории остается открытым. Существует мнение [29], основанное на анализе планет земной группы и их спутников, что первыми терригенными отложениями на Земле были осадки типа лунного реголита, формировавшиеся в условиях доатмосферного экзогенеза.

Огромный интерес представляют граувакковые песчаники группы Фигового дерева в Южной Африке [57] возраста 3,4 млрд. лет, сложенные, судя по приведенным в отмеченной работе фотографиям, совершенно неокатанными, хотя и сортированными обломками. Само присутствие песчаников указывает на существование в начале архея внешней надлитосферной оболочки Земли, а состав песчаников — на консолидированную и гетерогенную земную кору [наличие обломков серпентина наряду с микроклином, кремнистых сланцев и слюды (табл. 27)]. С граувакками группы Фигового дерева ассоциируют глинистые, кремнистые и железистые сланцы, а также сланцевые брекчии и лавовые агломераты.

Граувакки архея с отчетливо обломочными структурами развиты также в Зимбабве в системах Себаквиан и Булаваян в парагенезе с лавовыми ту-

ТАБЛИЦА 27

Обломочно-компонентный и химический состав (вес. %) древнейших граувакк Земли — группы Фигового дерева (средние составы: 1 — по формации Шеба; 2 — по формации Белавью Род [57])

Компонентный состав			Окислы		
	1	2		1	2
Кварц	24	30	SiO ₂	66,2	59,8
Кремнистые сланцы	15	5	TiO ₂	0,52	0,55
Микроклин	6	15	Al ₂ O ₃	10,2	12,9
Плагиоклаз (Ап ₁₀ —Ап ₂₅)	2	4	Fe ₂ O ₃	7,01	6,56
Слюда	1	2	MgO	4,50	4,44
			CaO	1,97	3,18
Хлорит и серпентин	1	3	Na ₂ O	1,80	2,83
Доломит	8	1	K ₂ O	1,58	2,23
Стекло	2	2			
Обломки пород (кроме сланцев)	3	5			
Матрикс	38	33			

фами, сланцами и железистыми кварцитами, а также на Канадском щите в серии Киватин (3,5—2,5 млрд. лет) и залегающей на ней серии Тимискаминг — мощной толще основных вулканокластических граувакк, ассоциирующихся с лавами. На территории СССР в разрезах архея породы с псаммитовыми структурами не встречены, граувакки реконструированы по химическому составу среди двуслюдяных, биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев и гнейсов в составе беломорид, ранних карелид, архейских комплексов Байкальской складчатой области и в других районах. По-видимому, граувакковые песчаники, преимущественно петрокластические основного состава, были вообще широко распространены в архее как отражение вулканизма, чрезвычайно характерного для этого геохрона. Преобладающая ассоциация вмещающих граувакки толщ — это основные лавы, кремнистые и высокожелезистые сланцы. Распространены также контрастные толщи, вмещающие кроме лав, туфов и пород семейства граувакк обломочные кварциты, кремнистые, железно-кремнистые и высокоглиноземистые породы.

В раннем протерозое — эпохе господства глубокого химического выветривания — масштабы накопления граувакк резко сократились; их место заняли кварцевые и аркозовые песчаники. Накопление граувакк локализовалось в протегосинклинальных прогибах и было связано преимущественно с местными размывами вулканогенных толщ и перемывом вулканогенной кластики. Таковы граувакки поздних карелид Балтийского щита (сариолийского комплекса ятулия, сланцевого пояса Тампере и др.), где граувакковые песчаники ассоциируют с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Во многих разрезах преимущественно протоплатформенного типа пачки граувакк и кварцевых граувакк переслаиваются с кварцитами, железистыми кварцитами, высокоглиноземистыми породами (криворожская, курская и другие серии фундамента Русской платформы). Наконец, возможно присутствие полевшпатовых граувакк в составе мощных терригенных толщ преимущественно аркозового состава (типа удоканской серии и фалахов Урала).

С начала ортогеосинклинально-платформенного этапа, в рифее (1,6 млрд. лет), происходит отчетливая локализация как всей группы граувакк, так и отдельных ее видов в определенных тектонических структурах. Собственно граувакки, в том числе их нетрокластические разновидности, образуются в зонах эвгеосинклиналей в парагенезе с основными и кислыми вулканидами, кремнистыми и карбонатными породами. Таковы разрезы бурзянского и юрматинского комплексов Уралтау и Восточно-Уральского антиклинория, эвгеосинклинальных зон Енисейского кряжа и южного обрамления Сибирской платформы. Дифференцированные кварцевые и полевшпатовые граувакки, преимущественно литокластические, получают развитие в составе типичных для байкалид мощных терригенных многогеосинклинальных комплексов в парагенезе с аркозами, кварцевыми песчаниками и слюдисто-хлоритовыми сланцами. Эти толщи, в которых выделяют терригенные формации различного типа [Карта докембрийских формаций..., 1983.]: аспидные типа zigano-комаровской свиты, флишoidные типа инзерской свиты, фалаховые типа зильмердакской свиты, молассовые типа ашинской серии — чрезвычайно широко развиты в Енисейском кряже, Саянах, Северном Тянь-Шане, Байкальском нагорье, а также в обрамлении и фундаменте Русской платформы. Песчаники семейства граувакк могут быть встречены и в платформенном рифее, преимущественно в составе вулканогенных тафрогенных комплексов типа салминской свиты побережья Ладожского озера, красноцветов типа каверинской серии Рязано-Саратовского прогиба и покровно-ледниково-спарагмитового комплекса типа венда Северной Норвегии.

В фанерозое локализация песчаников и их разновидностей в определенных структурных зонах земной коры выступает еще более отчетливо, что отчасти может объясняться еще большей полнотой их геологической летописи и лучшей изученностью. Песчаники семейства граувакк безраздельно господствуют в складчатых областях и прилегающих к ним передовых прогибах. Их характеристика будет дана ниже (в гл. XI) при рассмотрении общих связей минеральных видов песчаников с геологическими структурами геосинклинально-складчатых областей. Граувакки преимущественно кварцевые литокластические преобладают в составе отложений межгорных впадин

областей активизации (юра — неоген Чу-Илийской, Ферганской и Южно-Таджикской впадин), а в местах развития магматического субстрата в зависимости от его состава преобладают основные или кислые петрокластические граувакки (каменноугольным песчаникам угленосного комплекса Караганды и меденосные Джекказгана). Кварцевые литокластические граувакки господствуют в авлакогенах (каменноугольные и пермские песчаники Донбасса). На подвижных платформах распространены высококварцевые граувакки, близкие к олигомиктовым песчаникам и кварцевым аркозам, с которыми они тесно ассоциируют (юра и мел Западно-Сибирской плиты). Среди современных песчаных накоплений граувакки резко преобладают над всеми минеральными видами, особенно их локализации в современной структуре земной коры также удобнее рассмотреть в связи с общими вопросами генезиса песков в гл. XI.

Условия образования

Перечень встреченных генетических типов современных и ископаемых граувакк охватывает весь известный спектр осадочных образований от континентального высокогорного элювия до осадков рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Сведения о непосредственном влиянии физико-географических, и в частности динамических, условий на состав обломочной части граувакковых песчаников бедны и противоречивы. Так, В. Д. Шутовым [6] для красноцветов верхней перми Оренбургского Приуралья было отмечено, что в песчаниках руслового аллювия и временных потоков содержание обломков пород составляет 55—72 %, верхней части дельты — 40—66 %, подводной дельты и заливно-лагунного побережья — 27—53 % и, наконец, в бассейновых песчаниках содержание обломочных зерен пород составляет 28—44 % при наиболее высоком по сравнению с другими отложениями содержания кварца. По Е. А. Маргулису [1979 г.], в палеогеновых мелкозернистых песчаниках о. Сахалин максимальное количество обломочного кварца отмечается в континентальных угленосных отложениях, в прибрежно-морских кварца меньше за счет плагиоклазов, а морские песчаники и алевролиты наиболее богаты полевыми шпатами.

В этих, так же как в других немногих известных примерах неясно: не является ли наблюдаемая зависимость состава песчаной кластики от генетических типов кажущейся, отражающей более общую зависимость состава от размеров зерен и источников питания? Хотя какие-то изменения соотношения обломочных компонентов в разных динамических средах можно предполагать, особенно на начальных этапах созревания песчаных осадков, инертность песчаной кластики, а следовательно, устойчивость состава на больших площадях и значительных вертикальных интервалах геологических разрезов выступает более отчетливо.

Очевидна также тектоническая основа зависимости между генетической природой отложений и видами и разновидностями семейства граувакк: континентальные и шельфовые осадочные комплексы содержат обычно литокластические и квар-

цевые граувакки, а из петрокластических — преимущественно кислые разности; глубоководные включают в себя петрокластические основные и средние граувакки, что является опосредованным отражением главной геологической закономерности — деления земной коры на континентальные и океанические блоки с характерными для каждого из них типами прогибов и проявлений вулканизма.

Климат не оказывает решающего влияния на сам факт появления песчаников семейства граувакк, они распространены в осадочных комплексах любых климатических зон — нивальных, аридных и гумидных. Климатическая специфика налагает отпечаток только на некоторые черты осадка, из которых главными являются изменения соотношений обломочных компонентов по мере созревания, минеральный состав глинистого цемента, количество и минерально-химический состав карбонатного вещества в обломках и цементе.

В условиях гумидного климата песчаники различного минерального состава, в том числе недифференцированные собственно граувакки петрокластической группы, по мере созревания лишаются большей части полевых шпатов и неустойчивых обломков, в результате чего, как было показано В. Д. Шутовым [6, 56], поля их составов вытягиваются на треугольной диаграмме вдоль линии обломки пород — кварц. Общей тенденцией развития минералов глинистого вещества цемента в гумидных зонах является увеличение доли каолинита и совершенствование его структуры, разрушение триоктаэдрической слюды, хлорита и некоторой части диоктаэдрической слюды с образованием кроме каолинита простых окислов алюминия, кремния и железа. Карбонатный цемент, часто формирующийся в песчаниках гумидных зон, представлен преимущественно кальцитом или при обилии ОВ анкеритами.

В песчаниках аридного типа, с одной стороны, не достигается быстрого созревания обломочной части, с другой — возможно ее обогащение материалом, поступающим из соседних гумидных зон. Результатом является формирование пестрого обломочного спектра, включающего неустойчивые и устойчивые против выветривания фрагменты. Поля составов таких песчаников либо изометричны, либо вытянуты по вертикали и тяготеют, по мере созревания, к центральной части классификационного треугольника. В цементе песчаников путем трансформации пелитового вещества, в том числе обломочной слюды, и за счет поглощения магния и железа из интерстиционных растворов происходит формирование магниезных хлоритов корренситовой группы, смешанослойных образований с разбухающими хлоритовыми и монтмориллонитовыми или только монтмориллонитовыми пакетами, а также железистого иллита модификации 1M—1Md. Это сопровождается некоторым возрастанием общего содержания магния и железа в песчаниках аридных зон. В них также увеличивается (примерно в 1,5

раза по сравнению с гумидными песчаниками) количество натрия, поскольку в условиях карбонатно-сульфатных вод развивается анальцит, идущий затем при эпигенезе на образование альбита. В песчаниках аридных зон, в том числе континентального генезиса, широко развит карбонатный цемент, слагающийся кальцитом, магнезиальным кальцитом, доломитом, магнезитом, железистым кальцитом и сидеритом.

Граувакковые песчаники нивальных зон обычно обеднены обломками карбонатных пород или лишены их, редко содержат карбонатный цемент и представлены пестрым спектром обломочных зерен и тонкодисперсных минералов, образующих очень характерный для них обломочно-глинистый цемент.

Анализ геологического распространения граувакк обнаруживает отчетливую связь не только всего семейства, но и отдельных минеральных разновидностей с геологическими структурами. Поскольку последние отражают тектонические движения, тектонический фактор признается решающим в контроле за накоплением осадков граувакковой группы. Значение тектонических структур состоит в том, что в процессе их развития может обеспечиваться, с одной стороны, необходимая для образования граувакк высокая скорость захоронения осадков, с другой — необходимый петрофонд вследствие вывода в область денудации пород различного состава. Тектонический контроль в образовании и накоплении песчаников семейства граувакк легко устанавливается для современных песков, он может быть выявлен для большинства отложений прошлых геологических эпох. Как следствие этого, в областях со сложным геологическим строением на основе изучения состава песчаников можно решать обратные задачи по реконструкции древних тектонических структур и по первичному пространственному расположению вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов [52; Шванов В. Н., 1981 г., 1985 г.].

После работ А. Г. Коссовской [12; 1955 г.] стало очевидным, что огромная роль в формировании минерального состава песчаников принадлежит эпигенезу. Минеральные преобразования песчаных пород осуществляются на всех уровнях; они резко усиливаются в зоне метагенеза, обедняя состав граувакк и доводя его до чрезвычайно простой кварц-альбитовой ассоциации обломочных компонентов. В большинстве случаев при переходе в зеленосланцевую зону метаморфизма исчезает и эта ассоциация, сменяясь парагенезом вторичных минералов из кварца — альбита — слюды в породах кислого и кварца — альбита — хлорита — эпидота — актинолита — карбонатов в песчаниках основного состава.

Х

ГЛАВА

КЛАССЫ АДЪЮНКТИВНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ПЕСЧАНЫХ И ПЕРЕХОДНЫХ ПОРОД

В этой главе рассматриваются занимающие особое место в систематике песчаных пород (гл. V): 1) класс адъюнктивно-минеральных песков и песчаников (моно-, би-, полиминеральных), 2) класс переходных седиментогенных аутигенно-обломочных пород песчаной размерности, 3) класс переходных вулканогенно-обломочных песчаников и песков. Отложения эти различаются между собой по составу и способам образования; объединяет их только то, что они не являются обломочными трехкомпонентными кварц-полевошпат-петрокластическими осадками, а содержат компоненты, дополняющие или замещающие собой компоненты обычных песчаных пород, и имеют псаммитовые структуры или видоизменения псаммитовых структур при преимущественной величине зерен, отвечающей песчаной размерности.

§ 1. КЛАСС АДЪЮНКТИВНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ

Объединяет породы, содержащие обломки одного или нескольких минералов, исключая кварц и полевые шпаты, в количестве более 2%. При этом выделяются промежуточные от аксессуарно-минеральных, сложенные минералами на 2—10%, и собственно адъюнктивно-минеральные, содержащие минералов более 10%. Название породы дается по соответствующему минералу или минералам. При концентрации минералов в 2—10% их рекомендуется упоминать со словом «содержащий», при концентрации до 2% — с предлогом «с». Например: циркон-турмалиновый песок — циркона и турмалина более 10%; кварцевый циркон-турмалиносодержащий песок — циркона и турмалина 2—10%; кварцевый песок с цирконом и турмалином — циркона и турмалина менее 2%. Отклонения от общепринятой номенклатуры песчаных пород здесь очевидны и вполне понятны, так как песчаные отложения, имеющие повышенные, даже небольшие, концентрации, представляют геологический, особенно практический интерес, а отражение их в названии фиксирует внимание на образованиях этого рода.

В классе адьюнктивно-минеральных песчаников выделяется две группы (семейства), отличающиеся друг от друга по источникам питания и механизму образования минеральных концентраций. Первая группа является продуктом начальной дифференциации вещества и образуется в результате накопления минералов, выступающих породообразователями в исходных магматических или гидротермально-метасоматических породах. Продукты размыва исходных пород, не претерпев существенной физико-химической переработки при образовании песков этого типа, накапливаются вблизи коренных источников. Вторая группа охватывает отложения, где повышенные концентрации минералов, происходящие из одного или различных источников, являются результатом значительной дифференциации вещества, чаще всего — продуктом естественного шлихования. Минералы, образующие концентрации в песках этой группы, имеют повышенную плотность и обычно обладают повышенной химической устойчивостью и абразивной прочностью. Особое место в систематике минеральных песков занимают микалиты — слюдястые пески и песчаники — продукты естественной сепарации минералов, обладающих повышенными флотационными свойствами.

Адьюнктивно-минеральные пески и песчаники — продукты начальной дифференциации. Это — семейство сравнительно редких видов серпентиновых, оливиновых, пироксеновых, амфиболовых, нефелиновых, апатитовых, галенитовых, сфалеритовых и церусситовых песчаных отложений.

Серпентиновые пески и песчаники. Описаны во многих районах. П. Фоксом, Б. Хизеном, И. О. Мурдмаа, Е. Бонатти и другими учеными исследовались в срединно-океанических хребтах, Н. Окада и Т. Мацумото — в миоценовых отложениях о. Хоккайдо, А. Л. Книппером, О. М. Розеном и другими — в верхнемеловых отложениях Малого Кавказа, И. В. Хворовой и Г. А. Мизенсом — в палеозое Урала. Большое число публикаций по серпентиновым песчаникам сравнительно с другими минеральными видами песчаных пород объясняется не столько их большей распространенностью, сколько повышенным интересом к проблеме ультрамафитов в океанах и океанической коре в складчатых областях, с которыми серпентиновые песчаники обычно ассоциируют.

Пласты серпентиновых песчаников могут иметь мощность до 1—2 м и переслаиваются с глинистыми сланцами, алевролитами, основными граувакками или глауконитовыми песчаниками, на Малом Кавказе являются составной частью верхнемелового олистостромового комплекса вместе с серпентинитами, габброидами, базальтами и радиоляритами. Обломки серпентинита, чаще всего лизардита, могут достигать 85%. Присутствуют также обломки основных эффузивов, основных плагиоклазов, альбита, кремнистых пород и кварца. Из акцессориев преобладают магнетит и хромит. Цемент пелитовый,

ТАБЛИЦА 28

Химический состав (вес. %) некоторых минеральных и переходных песчаных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,65	71,80	57,40	75,95	43,20—49,50	45,43	51,32
TiO ₂	0,13	0,97	0,29	0,20	—	0,11	0,30
Al ₂ O ₃	2,28	10,83	6,89	2,91	8,03—9,30	0,03	2,92
Fe ₂ O ₃	4,86	6,24	11,98	10,29	9,10—13,4	2,92	0,72
FeO	3,32	1,76	3,04	—	—	—	—
MnO	0,11	0,04	0,03	—	—	0,02	—
MgO	31,58	0,83	2,41	1,37	1,57	0,61	0,58
CaO	4,13	0,57	1,78	0,10	6,50—10,90	26,21	24,70
Na ₂ O	0,20	3,15	1,11	0,35	0,20	0,34	—
K ₂ O	0,06	3,12	4,85	2,99	3,00—5,15	0,16	—
SO ₃	—	0,03	0,45	—	0,61—0,96	0,86	—
P ₂ O ₅	0,02	—	0,22	—	3,60—5,00	16,05	—
CO ₂	2,97	—	—	—	1,60—2,30	3,12	20,00
H ₂ O ⁺	11,50	—	5,36	5,40	4,70—5,35	2,78	—
H ₂ O ⁻	1,12	—	4,46	—	2,94—3,28	—	—
C	—	—	—	—	0,58—0,90	0,45	—
П. п. п.	—	0,84	—	—	—	1,87	—
Сумма	99,93	100,18	100,27	99,56	—	100,96	100,54

Примечания. 1. Серпентиновый песчаник верхнемелового олистостромового комплекса Малого Кавказа [Розен И. М. и др., 1981 г.]. 2. Песчаник с прослойками тяжелого шлиха из гематита, магнетита, циркона, турмалина, апатита. Верхнесакуканская подсвита Удокана [Кренделев Ф. П. и др., 1983 г.]. 3. Глауконовый песок. Средний эоцен, Новая Зеландия [24]. 4. Глауконовый песок с опаловым цементом. Танетский ярус, Бельгия [24]. 5. Фосфорит-глауконовый-кварцевые пески. Волжский ярус, Верхнее Поволжье [Литология и генезис..., 1980 г.]. 6. Фосфоритовый песчаник. Сенноман, Курск, Щигры [24]. 7. Известковый песчаник миссисипской формации. Пенсильвания, США [24].

состоящий из слабоизмененного серпентина, вермикулита, магнезиального и железисто-магнезиального хлорита, а также кальцитовый, часто содержащий примесь железистых минералов и глауконита. О химическом составе дают представление результаты анализа, представленные в табл. 28. Формирование серпентиновых песков в срединно-океанических хребтах связано с эрозией серпентинитов, рядом с выходами которых серпентиновые пески и образуются, а в складчатых областях их появление приурочено к моментам вывода на поверхность в зону денудации серпентиновых протрузий, часто в связи с шарьированием.

Оливиновые пески и песчаники. Описываются значительно реже серпентиновых, но, по-видимому, являются их спутниками. В Атлантическом срединно-океаническом хребте, например, [Fox P., Heezen B., 1965 г.] количество оливина в песках может быть соизмеримо с содержанием вулканического стекла, обломочного серпентина, а в некоторых случаях намного выше всех остальных компонентов. Спутниками

обломочного оливина являются также обломки основных плагиоклазов, моноклинных пироксенов, кварца, апатита, магнетита, хромита. Оливиновые и оливинсодержащие песчаные отложения формируются, так же как и серпентиновые, в непосредственной близости от размываемых ультрамафических тел.

Пироксеновые и амфиболовые пески и песчаники. Известны на современных пляжах, образованных вблизи выходов магматических пород основного состава. Описаны мало, хотя следует ожидать их значительного распространения в вулканогенных толщах и особенно в трансгрессивно залегающих на них отложениях. Амфиболовые пески, например, распространены в базальных горизонтах верхнемеловых отложений Качинского антиклинория Крыма, залегающих на диабазо-туфровой толще средней юры. Сложены они обыкновенной роговой обманкой (до 30 %), андезином, альбитом, обломками порфиритов и вулканогенного стекла, обломочным хлоритом, хлоритизированными зернами, кварцем и глауконитом. Цементированы кальцитом с глинистым веществом и глауконитом. Являются указателем на быстрые темпы денудации и близкие источники сноса.

Нефелиновые пески. Как было отмечено еще Л. В. Пустоваловым [1940 г.], состоят преимущественно из зерен нефелина в смеси с калиевыми полевыми шпатами и другими минералами. Они представляют собой местные продукты разрушения нефелиновых сиенитов (например, некоторые четвертичные пески Кольского полуострова).

Апатитовые песчаники. Представляют собой редкий вид осадочных пород. В коллекции, описанной автором по сборам А. Г. Булаха из района Селигдарского апатитового месторождения в южной Якутии, песчаники, наиболее богатые обломочным апатитом, сложены обломками кристаллов апатита (до 50—60 %), кварца (30—40 %), кварцитов, магнетита, а также лимонитом, раскристаллизованным карбонатным и бесструктурным веществом цемента. Присутствуют также зерна турмалина, циркона, биотита. Обломки апатита могут быть больше самых крупных кристаллов кварца, свидетельствуя о местном размыве исходных апатитовых пород. С уменьшением размера апатитовых зерен происходит сокращение его содержания до нескольких процентов, увеличение доли кварца и появление калиевых полевых шпатов. Наиболее богатые апатитом разности песчаников, а также гравелитов, мелкогалечных конгломератов и брекчий в районе Селигдара приурочены к базальным горизонтам юдомской свиты нижнего кембрия, непосредственно залегающих на погребенном рельефе из докембрийских пород Селигдарского апатитового месторождения, за счет размыва которых они были образованы.

Галенитовые пески. Содержат значительные (до нескольких десятков процентов) концентрации обломочного галенита, окруженного рубашками карбонатов свинца, могут

быть встречены вблизи свинцово-цинковых месторождений. Описаны в составе современного аллювия Верхнемиссисипской долины [Рудные месторождения США, 1972 г.], где они образованы в результате эрозии зон окисления сульфидных месторождений.

Сфалеритовые пески. Описаны на месторождении Джефферсон-Сити [Рудные месторождения США, 1972 г.]. Содержат различную, иногда большую примесь сфалерита. Существенно сфалеритовые пески — желтого цвета, с хорошей слоистостью и сортировкой по крупности. Образованы вследствие переотложения руд водными потоками, возможно, не в поверхностных условиях, а в подземных карстовых полостях.

Церусситовые пески. Известны на свинцово-цинковом Ачисайском месторождении Казахстана, где представляют собой рыхлые руды, состоящие из мелких кристаллов церуссита с небольшой примесью гидроокислов железа. Слагают линзы и гнезда среди глинисто-охристых церусситовых руд и, по-видимому, представляют собой продукты переотложения гидротермального церуссита подземно-карстовыми водами.

Адьюнктивно-минеральные пески и песчаники — продукты естественной сепарации. Включают в себя минеральные виды: ильменит-циркон-рутил-монацитовые пески, которые называют еще титан-цирконовыми, циркон-турмалин-апатитовые, гранат-цирконовые, гранатовые, гематит-магнетитовые, хромитовые, касситеритовые. Образуются в результате сепарирующего воздействия водной или воздушной среды, что приводит к концентрации абразивно прочных и тяжелых (с плотностью более 2,75—2,85) минералов, первоначально, в материнских породах, как правило, содержащихся в качестве аксессуаров. На противоположном полюсе сепарации располагаются осадки, обогащенные наиболее миграционноспособными обломками, — микалиты, состоящие из обломочного мусковита или биотита.

Ильменит-циркон-рутил-монацитовые (титан-цирконовые) пески могут содержать до 60 % тяжелых минералов. Существуют близкие к мономинеральным — ильменитовые, цирконовые, рутиловые, монацитовые пески и песчаники, но чаще образуются комплексные современные и ископаемые россыпи. В качестве примера можно привести составы некоторых современных титан-цирконовых россыпей [Елисеев В. И., 1980 г.], %.

Страны	Ильменит	Циркон	Рутил	Монацит
Восточная Австралия	11—91	9—65	2—44	0,1—2
Бразилия	35—75	5—35	0,5—5	1—20

Современные титан-цирконовые россыпи имеют протяженность от сотен метров до первых десятков километров при ширине 200—300 м и мощности от нескольких дециметров до 1,5—3,0 м. Ископаемые россыпи — менее мощные, обычно от первых

сантиметров до первых дециметров. Форма тел линзовидная в разрезе и лентообразная в плане. Ассоциируют с умеренно зрелыми песками и песчаниками — олигомиктовыми и кварцево-аркозовыми.

Пески, наиболее богатые ильменитом, цирконом, рутилом или монацитом, формируются в приурезовой зоне пляжа, однако встречаются россыпи сублиторальные, литорально-эоловые, эоловые, дельтовые и аллювиальные. Большинство современных и четвертичных песков рассматриваемого вида приурочено к побережьям теплых морей; наиболее многочисленные и наиболее богатые тяжелыми минералами проявления их известны у берегов Австралии, Индии, Шри Ланка, Бразилии и на юго-востоке США. Ископаемые титан-цирконовые песчаники описаны В. М. Чайкой на Русской платформе и в Сибири, Ю. Р. Беккером на Урале, С. Тилером и другими в серии Оронто Верхнего озера и в других районах.

Циркон-турмалин-апатитовые пески близки по составу и происхождению к предыдущему виду, хотя пользуются меньшим распространением. Известны среди современных отложений пляжа, в ископаемом состоянии описаны Ф. П. Кренделевым и др. [1983 г.] в верхнесауканской свите Удкана.

Гранатовые пески мономинеральные, сложенные преимущественно алмандином, встречаются редко, например описанные М. Г. Барковской [1960 г.] среди береговых песков Черного моря. Чаше гранат ассоциирует с другими минералами, образуя пески гранат-циркон-турмалиновые, ильменит-гранат-циркон-рутиловые, гранат-амфибол-эпидотовые или гранат-дистен-ставролит-силлиманитовые. Ассоциация, в которой присутствует гранат, зависит от состава материнских пород и осадков. Концентрации тяжелых минералов в гранатовых и гранатосодержащих комплексных песках могут достигать 10 и даже 20 %. По К. К. Орвику [1960 г.], в черных существенно гранатовых прибрежных песках оз. Пейпси в Эстонии отмечается концентрация тяжелых минералов, достигающая 97 % в прослоях мощностью 2—3 см.

Гематит-магнетитовые пески и песчаники образуются преимущественно в вулканических областях. Спутниками магнетита являются также титаномagnetит, хромит, иногда золото и монацит. Последние в ряде мест (побережья Новой Зеландии и Португалии) являлись объектом разработки в магнетитовых песках. Современные гематит-магнетитовые и магнетитовые россыпи распространены на побережьях Новой Зеландии, Японии, Индонезии, Италии, Бразилии, США и других стран. Приурочены к литоральной и сублиторальной зонам, иногда к дельтам. Высокими концентрациями магнетита (титаномagnetита) в продуктивных пластах считаются содержания 20—40 % от массы породы. Известны концентрации, достигающие 80—90 %. Так, в россыпях зал. Утиура в Японии некоторые пески содержат 90 % магнетита, в россыпях Северного острова Новой Зеландии — 87 %.

Ископаемые магнетитовые песчаники описывались Л. В. Пустоваловым у склонов горы Благодать на Урале, гематитовые — отмечались А. В. Сочавой в терской свите Кольского полуострова, гематит-магнетитовые и магнетит-титаномагнетитовые описаны Ф. П. Кренделевым и другими в удоканской серии.

Хромитовые пески с максимальным содержанием хромита (в среднем 55 %) известны на Филиппинах. Обычно даже в наиболее богатых песках содержание хромита составляет 3—5 %. Вместе с хромитом встречаются ильменит, циркон, рутил, гранат, магнетит, а также золото и платина. По происхождению бывают литоральные и аллювиальные россыпи. Распространены, кроме Филиппин, также в Новой Гвинее и на побережье США.

Касситеритсодержащие пески с концентрацией касситерита 2—10 %, к которому могут добавляться монацит, циркон, ильменит, вольфрамит — под названием «какса», распространены в Индонезии, где они образованы от переотложения кварцево-касситеритовых элювиальных зон выветривания. В других песках аллювиального и прибрежно-морского генезиса содержание касситерита, как правило, намного меньше. Около 90 % всего касситерита добывается в Юго-Восточной Азии.

Рассматривая факторы, приводящие к формированию песчаных осадков адьюнктивно-минеральной группы, следует назвать в качестве главных следующие: 1) наличие коренных пород, содержащих тот или иной минерал или минеральный комплекс. Чем выше содержание минералов в исходных породах, тем больше потенциальные возможности для вторичных концентраций; 2) дренирование исходных пород малыми реками, в русловых и приустьевых частях которых создаются предпосылки для концентрации минералов с повышенной плотностью за счет гравитационной дифференциации; 3) воздействие волнового поля на коренные породы берега. Особенно эффективно это воздействие на породы, уже обогащенные минеральным компонентом, в частности на дельтовые осадки малых рек, вблизи которых путем транспортировки волнами образуются наиболее богатые береговые россыпи. Участками, обогащенными тяжелыми и абразивно стойкими минералами, являются зоны заплеска, штормовые и подводные валы. На пляжах полного профиля осуществляется также золотая сепарация минералов по крупности и удельному весу, обычно усиливающая и закрепляющая предшествующее воздействие волнового поля; 4) для большинства минералов, особенно для химически устойчивых, безусловно благоприятным фактором служит теплый гумидный климат, следствием чего является приуроченность большинства современных концентраций минеральных видов песков к тропическим или близким к ним областям.

В большинстве природных образований все обломочные минералы, кроме кварца и полевых шпатов, встречаются в коли-

чествах значительно меньших, чем те, которые достаточны для выделения адъюнктивно-минерального вида (менее 2%), образуя аксессуарии в каких-то иных по петрографическому составу породах и осадках. В составе аксессуариев кроме упоминавшихся выше минералов могут присутствовать другие, многие из которых представляют практическую ценность. По Ю. А. Библину [1956 г.], эти минералы, являющиеся объектом разработки, включают: 1) самородные металлы — золото, платину и металлы платиновой группы; 2) рудные минералы, служащие сырьем для извлечения металлов, — вольфрамит, шеелит, танталониобаты, бадделейт и др.; 3) драгоценные камни — алмаз, сапфир, рубин, изумруд, аквамарин, хризоберилл, топаз и др.

К классу адъюнктивно-минеральных песчаников принадлежит еще один вид — это микалиты — песчаные породы, в которых обломочные слюды преобладают над кварцем и полевыми шпатами. Существуют микалиты из белых слюд и сложенные биотитом; те и другие описаны А. В. Копелиовичем [1965 г.] в рифее юго-запада Русской платформы. По мере увеличения количества обломочного биотита в микалитах увеличивается количество аутигенных тонкочешуйчатых гидрослюд, а также возрастает содержание углефицированного ОВ, скапливающегося в тонких прослоях. По К. К. Орвику [1960 г.], образование микалитов возможно на пляже при разрушении коренных пород, богатых слюдой. В большинстве случаев микалиты, по-видимому, образуются в халистатических зонах водоёмов.

§ 2. КЛАСС ПЕРЕХОДНЫХ АУТИГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Зернистые породы с аутигенными минералами в цементе не относятся к переходным, а принадлежат классам минерально-петрокластических или адъюнктивно-минеральных собственно песков и песчаников. Однако кроме них существует группа осадков, в которых минералы, обычно выступающие как аутигенные, содержатся в виде фрагментов алевритовой, песчаной или более крупной размерности, структурно отделяющихся от вещества цемента. Такие фрагменты могут быть обломочными, т. е. обломками каких-то более древних пород, аллотигенными, т. е. продуктами размыва полностью или частично консолидированного осадка, отложенного в этом же седиментационном бассейне, а также собственно аутигенными компонентами, возникшими био-хемогенным путем одновременно с накоплением зернистых компонентов. Строго говоря, только в первом случае осадки относятся к песчаным, вторые могут быть названы аллотигенно-обломочными, третьи, при отсутствии или низком содержании собственно обломочных компонентов, должны быть причислены к соответствующим типам биохемогенных осад-

ков — карбонатных, фосфатных и т. п. Однако природа зернистых компонентов, способных давать аутигенные образования, во многих случаях остается неясной, что заставляет объединить все отложения, содержащие эти компоненты, в одну группу аутигенно-обломочных пород. Вопрос о природе содержащихся в них компонентов часто решается с привлечением не только петрографических, но и других методов, хотя и после этого могут оставаться неясности, примером чему служит спорность происхождения глауконита во многих современных и ископаемых песках. Название компонента, участвующего в сложении осадка или породы, вводится в название последних по общим правилам, как это отмечалось в гл. V.

Глауконитовые пески. Сложены округлыми зернами микроагрегатного глауконита, которые в любых пропорциях могут быть смешаны с обломками других минералов и пород, а также с зернами фосфатного вещества, обломками кальцитовых раковин и некоторых других компонентов. Имеются пески, состоящие на 90—95 % из зерен глауконита. Часто вместе с обломками глауконит присутствует в цементе базального, порового или пленочно-крустификационного типа, выполняет полости карбонатных раковин, иногда частично замещает обломочные зерна или фрагменты органических остатков. Породы, содержащие глауконит в цементе и лишенные обломочных зерен, строго говоря, не должны причисляться к глауконитовым пескам.

Глауконитовые пески и песчаники легко узнаются в поле по характерному зеленому цвету различных оттенков от светло-зеленого, буро-зеленого, часто пятнистого. Густота зеленого цвета, появляющегося уже при содержании глауконита 1—1,5 %, тем больше, чем больше глауконита в породе и чем выше его железистость. Густота бурого цвета зависит от степени выветрелости глауконита. Глауконитовые пески и песчаники образуют слои от нескольких сантиметров до нескольких метров мощности и пачки до десятков метров. Они могут выполнять эрозионные карманы и карстовые пустоты. С. В. Зубаревым в глинах верхней юры Притиманья описаны ходы илоедов, выполненные глауконитовыми песками. В глауконитовых песках, чаще всего в основаниях пластов, может присутствовать кварцевая галька, черные конкреции фосфоритов или скелетные остатки разнообразной фауны.

Глауконит может быть встречен в различных минеральных видах песков, однако, бесспорно, преобладают глауконитовые пески с кварцевой, полевошпато-кварцевой и слюдисто-полевошпатовой обломочной составляющей; часто встречается ассоциация глауконита с ракушечным материалом. Обогащение пород глауконитовыми зернами обычно сопровождается улучшением окатанности и сортировки остальных компонентов. В глауконитовых песчаниках очень часты базальные и поровые цементы, состоящие из кальцита, железистого кальцита,

сидерита, опала, халцедона, фосфатного или фосфатно-углеродистого вещества. Могут быть пленочные глинистые и железистые цементы. Микроагрегатный глауконит, обычно отличный по составу, оптическим свойствам и цвету от обломочных зерен, способен давать почти все известные текстурные разновидности цементов.

Химический состав глауконитовых песков и песчаников изменяется в широких пределах (см. табл. 28) из-за вариаций состава самого глауконита [19] и в зависимости от содержания обломочного материала и цемента. Общая тенденция заключается в обогащении глауконитовых песков железом, в основном Fe_2O_3 (до 15 % и более), в увеличении содержания K_2O (до 6 % и более) и связанной воды; обычны повышенные содержания фосфора.

При прогрессивном эпигенезе вследствие вхождения в решетку калия происходит гидрослюдизация глауконита при параллельном освобождении железа, образующего гидраты окислов или железистые хлориты при одновременном раздавливании глауконитовых зерен более жестким обломочным каркасом. У нижней границы зоны катагенеза вследствие раздавливания глауконит теряет форму обломков и выглядит как цемент. При метагенезе большая часть глауконита переходит в гидрослюду или в смешанную фазу гидрослюда—хлорит, при метаморфизме глауконит полностью разрушается. На стадии регрессивного эпигенеза возможно оглеение глауконита, связанное с выносом K , Mg , и замещением Fe на Al , сопровождающееся осветлением пород и появлением пятнистых окрасок. В зоне окисления часто наблюдается другой процесс — ожелезнение глауконита, сопровождающееся формированием лептохлоритов, а затем псевдоморфоз гидроокислов железа по глаукониту; при этом содержание Fe_2O_3 в породе может возрасти до 50 % и более. Путем вторичного ожелезнения глауконита были образованы многие гидрогетит-лептохлоритовые породы и железные руды (библиографию см. [19]).

В 1955 г. Н. С. Шатский высказал соображения об общих закономерностях распространения терригенно-глауконитовых комплексов: «Одной из древних формаций этого рода являются инзерские глауконитовые песчаники из рифейского комплекса западного склона Южного Урала и восточной части Русской платформы. Терригенно-глауконитовые формации описаны в кембрии и силуре (в том числе ордовике, в современном понимании. — В. Ш.) Русской, Китайской и Северо-Американской платформ. . . Огромное значение они приобретают в верхнем мезозое, когда глауконитовые формации сделались наиболее обычными образованиями, особенно в платформенных областях к северу от Тетиса» [48, с. 105]. Кембрий и нижний ордовик Сибирской платформы, нижний ордовик северо-запада Русской платформы; юра Центральных районов Русской платформы, Западно-Сибирской плиты, севера Сибирской платформы; мел Русской платформы (особенно бассейнов рек Днепра, Дона, Нижней Волги), Тургайского прогиба, Кызылкумов, Западно-Сибирской низменности, севера Сибирской платформы, Камчатки, Сахалина; палеогеновые отложения, особенно эоцен Украины, Дона, Нижней Волги, Западной Сибири и Средней Азии — таково распространение наиболее крупных залежей глауконитовых, чаще всего кварцево-глауконитовых песков и песча-

ников. Сведения о распространении глауконитовых песчаников по зарубежным территориям приводят Ф. Петтиджон и др. [24], указывая, что они встречаются среди пород всех геологических систем, но особенно характерны для кембрия и мела—эоцена.

Современные глауконитовые пески бывают двух типов: глауконито-обломочные и глауконито-фораминиферовые. Первые распространены на внутренних и внешних частях континентальных шельфов юго-западной Африки в интервале глубин 5—120, реже до 420 м, на Атлантическом побережье Северной Америки на глубинах от 20 до 140 м, в Фолклендско-Патагонском шельфе Южной Америки и в других районах. Вторые — глауконито-фораминиферовые пески — развиты на больших глубинах в пределах внешних шельфов, континентальных склонов и на вершинах подводных поднятий и хребтов. Известны глауконито-кварцевые пески, залегающие на больших глубинах (например свыше 3500 м) между Фолклендскими островами и банкой Бервуд [19]. М. И. Липкиной [1980 г.] описаны пески на вершинах подводных вулканических поднятий в Японском море на глубинах около 1000 м, содержащие до 60 % комочков глауконита.

Природа глауконитовых песков вызывает еще больше споров, чем природа самого глауконита. Существует гипотеза хемогенно-седиментационного происхождения глауконита, развивавшаяся А. Хаддинггом, Л. В. Пустоваловым, Л. Н. Формозовой и другими, согласно которой глауконит образуется из коллоидных растворов, коагулирующих в морской воде в виде взвеси. Существует также хемогенно-диагенетическая гипотеза об образовании глауконита в иловом осадке, высказанная Л. И. Горбуновой и поддерживаемая сейчас большинством исследователей. Если следовать второй гипотезе, появление глауконита в песчаных осадках всякий раз необходимо связывать с размывом нижележащих алеврито-пелитовых илов или более древних осадочных пород. Многие факты не противоречат представлениям об аллотигенной или терригенной природе глауконитовых зерен в песках: распространение последних на современных шельфах, связь с шельфовыми морями, развивавшимися на платформах в прошлые геологические эпохи, приуроченность к основанию трансгрессивных комплексов и седиментационных циклов, парагенезы с фосфоритовыми, лептохлоритовыми и некоторыми другими породами, вертикальные и латеральные переходы в глауконитосодержащие пелитовые и биохемогенные породы, часто наблюдающееся несоответствие между возрастом осадков и содержащегося в них глауконита в современных отложениях океанов.

Однако имеются возражения против представлений о формировании глауконита в зоне диагенеза. Трудно объяснить обилие обломочного глауконита в песчаных породах, если учесть его крайне низкую абразивную прочность. По наблюдениям Е. Вермунда [Wermund E., 1964 г.], при переносе глау-

конита на расстояние в 150 км его зерна истираются до размера пелитовой фракции и, таким образом, выпадают из разряда порообразующих компонентов песчаников. Тем не менее глауконитовые пески очень широко распространены. Во многих песках зерна глауконита крупнее обломочных зерен других минералов и пород, хотя средняя плотность глауконита 2,75, максимальная — 3,0 г/см³, что в условиях активной гидродинамики должно было приводить к обратному соотношению размеров зерен глауконита и обломков минералов. Нередко в песках глауконит присутствует в нескольких генерациях, в том числе и образующих цемент. Несомненно существование глубоководных глауконитовых песков, располагающихся вне зоны действия волнений или течений. Каждый из перечисленных фактов, взятый в отдельности, может быть удовлетворительно объяснен, однако вместе взятые, они создают известные препятствия для принятия хемогенно-диагенетической гипотезы образования глауконита и признания его аллотигенной природы в песчаных осадках; не исключено, что значительная часть зерен глауконитовых песков имеет не аллотигенное, а аутигенное происхождение.

Фосфоритовые пески. К фосфоритовым пескам относятся зернистые породы, содержащие зерна фосфатного вещества песчаной размерности, несущие следы механической обработки. Фосфатное вещество сложено минералами группы апатита, в разной степени раскристаллизованного и в зависимости от этого различно проявляющегося в поляризованном свете: от изотропных масс до светло-серых в скрещенных николях агрегатов апатита с ориентированно-волокнистым, лучистым или беспорядочно-зернистым сложением. Часто присутствующая примесь ОВ и рассеянных тонкокристаллических сульфидов препятствует перекристаллизации апатита и приводит к появлению у фосфатных зерен темной окраски. Чем больше примесей, тем темнее окрашены фосфатные зерна, тем более изотропными они кажутся в скрещенных николях и тем темнее содержащая их порода. Черный цвет конкреций и микроконкреций фосфоритов зависит не от содержания Р₂О₅, а от повышенного количества ОВ, сульфидов или гидроокислов железа. Вообще окраска фосфоритовых песчаников разная, известные песчаные фосфориты Марокко, например, «имеют вид тонкого песка, очень компактного, желтоватого, красноватого или зеленоватого цвета» [48, с. 90].

Основными морфологическими разновидностями фосфатсодержащего вещества являются: а) створки и обломки раковин или ядра пеллеципод, лингул, птеропод, конодонтов, зубы акул, обломки костных тканей позвоночных, псевдоморфозы по копролитам; б) бесструктурные зерна; в) оолиты, сферолиты, пизолиты; г) обломки фосфатно-глинистых или фосфатно-алевролитовых пород, часто со слоистой текстурой; д) зерна сложного состава, состоящие из нескольких оолитов, обломков ра-

ковин и других элементов, цементированных зернистым фосфатом; е) зерна с обломанными краями, обрастающие фосфатными оболочками.

Обломочно-фосфатное вещество может смешиваться с собственно обломочным материалом в различных пропорциях, целиком слагая породу или присутствуя в единичных зернах. Постоянными спутниками являются аутигенные глауконит, ОВ, сульфиды, окислы и гидроокислы железа. Обычными обломочными компонентами служат кварц, полевые шпаты кислого состава, слюды, кремнистые и карбонатные обломки. Кварцевый и олигомиктовый состав обломочной части наиболее характерен, однако имеются фосфатные пески, например в кембрии Удско-Шантарского бассейна, сложенные обломками порфириров и туфогенным вулканическим стеклом. Распространенными цементами фосфатных песчаников являются кальцитовый базальный и поровый, глинистый пленочный, а также базально-поровые пятнистые цемента — глауконитовый и фосфатный.

Фосфоритовые пески распространены в верхнем рифее — венде Северного и Среднего Урала в ассоциации с полевошлато-кварцевыми песчаниками; в верхнем рифее — нижнем кембрии Бурятии вместе с кварцевыми песчаниками, карбонатными песчаниками и доломитами; в нижнем палеозое Восточной Сибири (Удско-Шантарский бассейн) в ассоциации с кремнистыми, карбонатными и вулканогенными породами; в ордовике Ангаро-Илимского района вместе с песчаниками, пестроцветными глинисто-алевритовыми породами и известняками-ракушняками, в среднем ордовике Ангаро-Ленского района с песчаниками, алеврититами и известняками-ракушнями, в нижнем ордовике северо-запада Русской платформы (пакерортский, лэзтесский горизонты) вместе с песчаниками и известняками; в составе волжского яруса валанжина центральных районов Русской платформы в ассоциации с песками, часто кварцево-глауконитовыми, глинистыми породами, известняками, конкреционными фосфоритами и оолитовыми железняками; в эоцене Таджикско-Ферганского района совместно с кварцевыми, кварцево-глауконитовыми песчаниками и органогенными известняками и во многих других районах.

Более всего фосфоритовые пески характерны для фосфорито-терригенных формаций платформенного типа, менее — для фосфорито-карбонатных формаций переходного типа и еще менее свойственны кремнисто-фосфоритовым комплексам типа каратауского. Часто устанавливается связь фосфоритовых песков с седиментационными циклами: они наблюдаются в их нижних и верхних частях. Породы верхних частей седиментационных циклов более богаты фосфором, поскольку процесс аутигенного фосфоритообразования при их формировании протекает более интенсивно, стимулируя аллотигенное накопление фосфора в зернистых породах.

Преимущественное развитие фосфоритовых песков на платформах, меньшее в переходных и еще меньшее в складчатых областях объясняется обилием перерывов на тектонически стабильных участках земной коры и господством здесь обширных мелководных шельфов. Механизм образования фосфоритовых песков включает в себе первичную биогенную или биохемогенную садку фосфора и его перераспределение при диагенезе

в глинисто-карбонатных, глинистых, алевроитовых или песчаных илах на первом этапе. На втором этапе, который и приводит к формированию фосфатных песков, происходит переыв ранее возникшего осадка, сопровождающийся сепарацией фосфатных фрагментов, раковин, оолитов, колломорфных сгустков, обломков слоистых пород. Осуществляется их частичная механическая обработка и растворение части раковин и обломков, а следовательно, и перераспределение фосфора, отлагающегося в виде внешних оболочек на ранее образованных фрагментах или образующего цемент. При неоднократном переотложении возможно образование фосфатных выделений нескольких генераций. Обстановка замкнутого бассейна и обмеление моря наиболее благоприятны для аутигенно-аллотигенного фосфатообразования, чем и объясняется приуроченность наиболее высоких концентраций фосфора к верхним частям седиментационных циклов. При их размыве в основании вышележащих циклов, особенно начинающихся трансгрессивные серии, также возможно накопление фосфатных песчаников, содержащих материал нижележащих пород, в том числе фосфоритовые конкреции, глауконит и обломочные зерна, преимущественно кварца.

Карбонатные пески. Принципиальное положение карбонатных песков переходного типа между собственно песками и карбонатными породами может быть показано следующей схемой:

- | | |
|--|---|
| Собственно пески | 1. Сложенные терригенными компонентами—обломками более древних карбонатных пород |
| Пески переходного типа | 2. Сложенные аллотигенными компонентами — фрагментами более древних осадков, образованных внутри данного бассейна |
| Собственно карбонатные обломочные и органо-генно-обломочные породы | 3. Сложенные аутигенными компонентами — твердыми фрагментами осадка, образованного почти одновременно внутри данного бассейна |
| | 4. Сложенные аутигенными компонентами — фрагментами неконсолидированного осадка, образованного почти одновременно внутри данного бассейна |

Таким образом, карбонатные пески переходного типа происходят от размыва осадков, скоплений раковин или биогенных построек, сформированных несколько раньше самого песка. В англоязычной литературе такие породы носят названия калькаренит, биоренит, внутрiformационно-обломочный известняк и др.

Диагностическими признаками переходных карбонатных песков являются: 1) преобладание в их составе раковинного детрита, преимущественно обломков створок брахиопод, моллюсков или других бентосных форм, а также фораминифер.

ТАБЛИЦА 29

Состав карбонатных среднезернистых песков пляжей
некоторых тропических островов
[Калиненко В. В. и др., 1981 г.]

Острова	СаСО ₃ , %	Карбонатные компоненты, %						
		Моллюски	Форамни- феры	Известковые водоросли	Кораллы	Смешанная группа	Рифовые из- вестняки	Неопреде- ляемые карбо- натные об- ломки
Фунафути	99	26	11	3	0,8	1	30	28
Хермит	87	26	18	34	0,5	1	12	9
Новая Гвинея	86	47	2	0,7	0,3	1	46	3
Тонга	94	27	11	8	0,9	1	23	29
Куба	95	35	20	14	2	8	21	

Как показывают наблюдения над современными карбонатными песками тропических островов (табл. 29), независимо от первоначального видового состава фауны в исходном материале в результате его длительной переработки на пляжах отложения обогащаются обломками раковин моллюсков, вместе с которыми могут присутствовать фораминиферы и обломки рифовых известняков [Калиненко В. В., и др., 1981 г.]; 2) присутствие наряду с цельными оолитами также оолитов с обломанными краями и их фрагментов; 3) преимущественно кальцитовый состав карбонатной части; 4) частая ассоциация с глауконитом и фосфатами; 5) возраст органических остатков (не выходящий за пределы определенного стратиграфического диапазона), отсутствие разновозрастной фауны, как это может наблюдаться в собственно обломочных карбонатных породах; 6) хорошо проявляющаяся косая слойчатость и некоторые другие текстуры, отражающие активную динамику осадкообразующей среды. Цемент переходных карбонатных песков обычно кальцитовый, перекристаллизованный, базального или порового вида.

Каждый из перечисленных признаков, взятый в отдельности, может быть встречен также в отложениях иной природы — одни в обломочно-песчаных отложениях, другие в известняках, но сочетание их с большой достоверностью определяет породу как переходную между собственно обломочными и органо-генно-гемогенными карбонатными образованиями. Как отражение обломочно-компонентного состава в химическом составе карбонатных переходных песков преобладают СаО и СО₂, остальные окислы присутствуют в разных количествах в зависимости от содержания некарбонатной составляющей. Содержание MgO невелико, поскольку переотложенные доломиты распространены мало, а вторичная доломитизация карбонатных песков крайне затруднена из-за активной гидродинамики.

Карбонатные аутигенно-обломочные пески в геологических разрезах ассоциируют с карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, отличаясь этим от собственно обломочных карбонатных песков, обычно участвующих в сложении песчано-глинистых толщ. Карбонатные пески распространены среди известняковых и обломочно-известняковых пород Московской синеклизы, в составе известняков-ракушников неогена юга Украины, Крыма и в других районах. Широко развиты в современной тропической зоне карбонатобразования между 30° с. ш. и 30° ю. ш., слагая современные и ископаемые пляжи — бич-роки.

Пляжи (их подводные и надводные части) являются в настоящее время основными зонами накопления рассматриваемого вида осадков. Источником материала служат ракушечные илы и кораллово-водорослевые постройки зоны шельфа, разрушение которых волнением приводит к образованию раковинного детрита, далее происходит его миграция в зону пляжа и перемещение вдольбереговыми течениями на многие сотни километров. Часть обломочно-ракушечного материала в надводной части пляжа перерабатывается ветром и слагает эоловые формы, часть сбрасывается вниз по подводному береговому склону, давая начало вторичным обломочным глубоководным илам, нередко несущим признаки турбидитов. Аналоги подобных отложений, видимо, широко распространены в составе ископаемых отложений.

Многие ракушечные, в том числе фораминиферовые, илы подводных поднятий, которые в литературе по современным осадкам часто называют «песками», в действительности не являются ни собственно песчаными, ни переходными образованиями, поскольку не служат продуктами перемиыва более древних пород или осадков.

Кремнистые пески. Аутигенно-обломочные кремнистые пески — продукты перемиыва консолидированных кремнистых илов, отложенные в том же бассейне, по-видимому, мало распространены в природе. Все же следует отметить их присутствие и в составе диатомово-опоковых толщ платформенных областей и в яшмово-фтанитовых разрезах подвижных участков земной коры. В сакмарской свите силура Южного Урала и в девонских разрезах Южного Тянь-Шаня автор наблюдал кремнистые породы, содержащие макроскопически хорошо заметные кремнистые обломки гравийной и грубопесчаной размерности. В некоторых случаях обломки составляли большую часть породы, образуя обломочную гравийно-песчаную смесь.

Под микроскопом такие породы обнаруживали псаммитовую структуру, образованную угловатыми и угловато-окатанными обломками силицитов, контуры которых подчеркивались пленочным железистым или железисто-марганцовистым цементом. Обломки заключены в кварцевый цемент базального и

порово-базального вида, степень перекристаллизации которого мало отличается от кристалличности обломочных зерен. Появление подобных пород свидетельствует о перерывах в осадко-накоплении, иногда весьма длительных и глубоких, последовавших не только за накоплением кремнистого осадка, но и за его литификацией и перекристаллизацией. По В. И. Муравьеву [1980 г.], кремнистые пески в сеномане — эоцене юга Русской платформы иногда наблюдаются в верхних частях седиментационных циклов, над горизонтами трепелов, являясь, очевидно, продуктами их размыва.

§ 3. КЛАСС ПЕРЕХОДНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ПЕСЧАНОЙ РАЗМЕРНОСТИ

Породы с псаммитовой или видоизмененной псаммитовой структурой, в сложении которых принимают участие обломочные компоненты вулканического происхождения, исключительно разнообразны по внешнему облику, минерально-компонентному составу, структурно-текстурным признакам и геологической обстановке образования. Общим для них является преобладание серо-зеленых, серых, красновато-бурых или розово-бурых окрасок, обилие неустойчивых реакционноспособных компонентов, низкая сортировка и господство массивных или градационно-слоистых текстур. Приурочены вулканогенно-обломочные породы к зонам активного вулканизма, но могут быть встречены во многих сотнях километров от них.

Переходный характер вулканогенно-обломочных образований от лав и лавокластов к собственно обломочным осадкам проявляется, во-первых, в характере фрагментов, которые сами по себе могут быть переходными (вулканическими выбросами, в разной степени переработанными осадочным процессом), и, во-вторых, в различном содержании самих фрагментов. Вариации того и другого признака обуславливают многообразие переходных типов пород и многообразие их свойств. Как указывалось в гл. V, частицы, из которых строятся вулканогенно-обломочные породы, подразделяются на четыре группы: гиалокластовые, пепловые (собственно пирокластовые), ксенотуфовые и тефроидные. Каждый из типов вулканогенных обломков способен давать самостоятельное семейство пород. Семейства эти, в том порядке, в котором названы слагающие их частицы, образуют последовательный переходный ряд от пород по существу вулканокластических (гиалокластических) до пород по существу осадочных (тефроидных). В пределах каждого семейства обособляются минерально-петрографические виды, ограниченные определенными соотношениями вулканогенной и осадочной кластики. Более дробные подразделения строятся на учете состава вулканогенной составляющей, отражающей их принадлежность к тем или иным

магматическим аналогам, на учете вариаций состава эффузивных обломков, полевых шпатов, темноцветных минералов или иных фрагментов.

Гиалокластиты

Выделены в 1958 г. Р. Ритманом из состава других вулканокластических образований в районах Сицилии. Впоследствии обнаружены во многих складчатых областях и в современных океанах [Мурдмаа И. О. и др., 1970 г.; Хворова И. В. и др., 1974 г.; Шилов В. Н., 1974 г.; Малеев Е. Ф., 1977 г.; Хворова И. В., 1980 г.].

Узнаются гиалокластиты [16] по следующим признакам: как правило, это фрагменты нераскристаллизованного стекла базальтового состава, имеющие вид глобул, гранул и черепков. Глобулы и гранулы представляют собой каплеобразные полупластические отделения от лавы, возникавшие при ее движении, а черепки — продукты дробления внешних корок лавовых подушек, возникавших при взаимодействии лав с водой, а также раскалывания некоторых подушек, глобулей и гранул под действием содержащихся в них газов, создававших избыточные давления. Гранулы часто ограничиваются раковистыми плоскостями и имеют сглаженные углы, черепки могут иметь вогнутую, уплощенную или изометричную форму, сглаженные или многочисленные острые углы и иногда — пористую текстуру. Некоторые фрагменты гиалокластов содержат порфирные выделения плагиоклазов и цветных минералов.

Псаммитовые гиалокласты выполняют роль заполнителя между более крупными обломками агломерато-щебневых гиалокластов или между сферическими лавовыми обособлениями в подушечных лавах. Они могут быть вымыты из подушечных лав и гиалокластовых агломератов и слагать линзы и слои, нередко с градационной слоистостью.

Свежая гиалокластика встречается только в современных осадках, в ископаемом состоянии гиалокласты подвергаются палагонитизации, сопровождающейся увеличением содержания воды в стекле до 10—30 % и переходом двухвалентного железа в трехвалентное. Под микроскопом это проявляется в развитии у зерен микроагрегатной поляризации и неравномерной окраски от желтой до густо-красной в зависимости от содержания железа. Происходит также образование цеолитов, хлоритов и монтмориллонитов, образующихся по стеклу или в промежутках между зернами.

Гиалокластиты базальтового ряда широко развиты в составе осадков Мирового океана, особенно в областях срединно-океанических хребтов и в вулканогенных зонах складчатых систем в ассоциации с лавами, туфами, терригенными или глинисто-кремнистыми осадками. Менее распространены гиалокластиты андезитового и дацитового состава. Они встречены

и описаны в составе миоцена Курильской островной дуги и Камчатки, четвертичных отложений Армянского нагорья и в ряде других областей [10, 16].

Пепловые, или собственно пирокластовые, породы

Сюда относятся осадки и породы, сложенные полностью или частично пепловыми частицами. Последние представляют собой затвердевшие кусочки лавы или продукты ее кристаллизации, выброшенные в горячем состоянии во время вулканического извержения и отложенные на поверхности земли в воздушной или водной среде. Признаки пеплового происхождения частиц в осадках псаммитовой размерности могут быть прямые и косвенные. К прямым относятся габитус, внутреннее строение и изменения на поверхности частиц лавового происхождения, позволяющие диагностировать каждую отдельную частицу, а затем учитывать их общее количество в породе. К косвенным признакам относятся некоторые общие структурно-текстурные признаки породы, состав тяжелой фракции и особенности вторичных преобразований, позволяющие предполагать присутствие пепловых частиц и приблизительно оценивать их количество.

На рис. 42 показаны характерные признаки, по которым частицы пеплового происхождения могут быть диагностированы. К ним относятся: а) определенная форма обломков стекла в виде «рогулек» — неправильных остроугольных обломков, часто с остатками стенок пузырьков. Стекло может быть бесцветным, желтым, красным, коричневым или черным, в зависимости от степени окисления содержащегося в нем железа или от состава других примесей; поскольку такое стекло полностью изотропно, его количество лучше определять в скрещенных николях; б) деформированные и уплощенные осколки стекла, углы которых кажутся оплавленными, являются следствием частичной диагенетической переработки и уплотнения пеплового осадка; в) удлинённые, волосовидные фрагменты стекла, присутствующие вместе с изометричными осколками; образуются вследствие раздувания жидкой лавы; г) оторочки из пузырьков газа на поверхности стекловатых частиц; д) оболочки из смеси кристобалита и полевого шпата на поверхности стекловатых частиц, образующиеся при диагенезе реакционноспособного пеплового вещества; е) зоны изменения на поверхности (зоны закалки) из некристаллического вещества бурого, зеленовато-бурого или серого цвета, связанные с взаимодействием горячих частиц с окружающей средой во время осаждения; ж) пизолитовые текстуры — результат образования комочков из пеплового материала при одновременном выпадении дождя и пепла; з) тонкая слоистая текстура обломков стекла с оборванными краями, а также следы скручивания обломков, свидетельствующие о деформациях вязкого вещества; и) об-

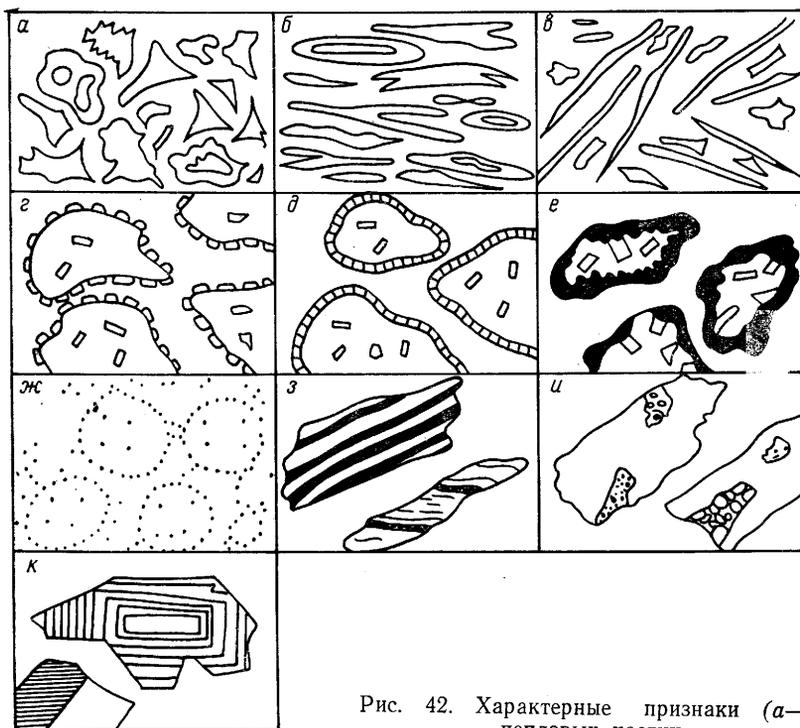


Рис. 42. Характерные признаки (а—к) пепловых частиц.

ломки кварца, содержащие афанитовые вроски или стекловатые пузырьки; к) кристаллы зонального или сдвойникового плагиоклаза с обломанными краями, секущими зоны роста и плоскости срastания.

К прямым признакам пеплового материала относятся также следы корродирования на поверхности кристаллов кварца и полевых шпатов, связанные с взаимодействием их с магмой перед извержением. Поскольку кристаллизация кварца происходит в ненапряженном состоянии, кварц, как правило, не обладает волнистым погасанием. Полевые шпаты, для которых очень характерен санидин, образуют идиоморфные кристаллы, часто с зональным строением, или их остроугольные обломки.

Косвенными указателями присутствия пирокластике, допускающими также количественные оценки, являются низкая сортировка и отсутствие окатанности обломков, признаки их спекания или сваривания, характерные для игнимбритов и агглютинатов. Из минеральных признаков важным является соответствие набора витрических, кристаллических и литических составляющих какому-то определенному виду изверженных пород. Подобное соответствие характерно для несмешанных туфов (Г. С. Дзоценидзе, И. В. Хворова [10]). Если такое соответствие не наблюдается, это, однако, не указывает на оса-

дочную природу компонентов; такая картина может быть и в граувакках, и в различных переходных породах, и в собственно пирокластических смешанных туфах. Тяжелая фракция пепловых туфов количественно меньше, чем в граувакках такого же состава, качественно обеднена минералами, однако содержит больше темноцветных фемических минералов, в том числе пироксенов, роговых обманок и оливина. Указывается [24], что базальтическая роговая обманка является надежным показателем вулканического состава пород.

Обилие реакционноспособного вещества в пепловых осадках и большая площадь поверхности соприкосновения с внешней средой, вызванная высокой пористостью большинства пород, содержащих пирокластику, вызывают интенсивное диа- и эпигенетическое минералообразование, проявляющееся в развитии монтмориллонита и ферригаллуазита, хлоритов, карбонатов, цеолитов, эпидота, альбита и минералов кремнезема — опала, хацедона, низкотемпературного кристобалита. Объем новообразованных минералов может служить косвенной мерой объема исходного пеплового материала. Кроме петрографических существуют также различные фациальные признаки-индикаторы пепловых туфов и переходных пород, освещенные в специальных работах [10, 16 и др.].

По содержанию пепловых частиц пирокластовые породы подразделяются на вулканические туфы (пепловых частиц более 90 %), туффиты (90—50 %), туфовые песчаники или туфопесчаники (50—10 %) и песчаники с туфовым материалом (пепловых частиц менее 10 %).

Вулканические туфы. Существуют рыхлые туфы, еще Аристотелем названные тефрой, собственно туфы (уплотненные осадки или породы, цементированные в ходе физико-химических превращений), сваренные туфы, названные П. Маршаллом [1932 г.] игнимбритами, и спекшиеся туфы — агглютинаты, в понимании Г. Тирреля [1934 г.].

Тефра. Представляет собой рыхлый продукт вулканического извержения, образовавшийся из пеплопада на различном, в том числе большом, удалении от вулканического аппарата. Может обладать псаммитовыми структурами и массивной, горизонтально-слоистой или градационно-слоистой текстурой. Широко распространена в областях молодого и современного вулканизма.

Игнимбиты. Представляют собой плотную породу, образованную твердыми кусочками стекла, витрофировых обломков и пемзы, сплавленных, сваренных в сплошную массу, из-за чего обломки теряют очертания, сглаживаются, проникают и облекают друг друга (рис. 43). По составу преимущественно липаритовые и дацитовые, возможны андезитовые. По внешнему виду массивные или слоеватые породы серого цвета, содержащие темные участки более сильного спекания — фьямме. Образуются из раскаленного пеплового потока при изверже-



а

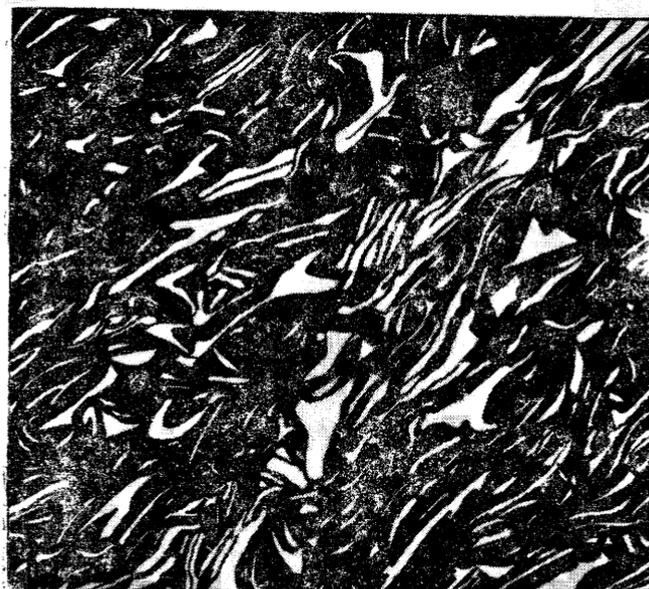


Рис. 43. Структурные различия между витро-кристаллокластическим туфом, образованным из пеплопада (а), и сваренным витро-кластическим туфом (б). Зарисовка по фотографиям из [24].

ниях, близких к катмайскому типу [16]. Распространены в кайнозойе и мезозое Камчатки, Приморского края, Армении, а также в Новой Зеландии, Японии, Индонезии, Италии и многих других регионах.

Агглютинаты. Это спекшиеся в сплошную каменную массу скопления обломков различной крупности — от крупных глыб до пелитовых частиц. Образуются в жерлах вулканов вследствие вторичного разогревания лавовых частиц или во внутренних частях шлаковых конусов в результате выпадения «дождя» из раскаленных полужидких комков лавы при извержениях стромболианского типа.

Собственно вулканические туфы. Образуются либо из тефры, впоследствии литифицированной, либо в результате литификации, практически одновременной с осадкообразованием, частиц, осажденных из пелловых потоков, грязевых конусов (лахар), временных пеплово-суспензионных потоков, а также из движущегося льда и снега. Туфы могут быть легкими пористыми со светлой основной массой и свежими вкрапленниками (кайнотипными) или блеклыми тяжелыми с замутненными или разрушенными порфиоровыми вкрапленниками (палеотипными). Цвет туфов зависит также от состава, изменяется от светло-серых и розовых тонов у кислых, до темно-серых и зелено-грязно-серых у основных туфов. Текстуры туфов массивные, градационно-слоистые горизонтально-слоистые и горизонтально-слоистые. Косослойчатые текстуры указывают на переотложение осадков и на принадлежность их к тефроидам или грауваккам.

Компонентами туфов, выделяемыми под микроскопом, являются витрокласты, литокласты и кристаллокласты, отсюда структура туфа при содержании соответствующего компонента в количестве более 75 % может быть витро-, лито-, кристаллокластической или смешанной, если ни один из компонентов не достигает указанного объема — лито-кристаллокластической, витро-литокластической и т. д. Степень кристалличности туфа зависит от скорости остывания магматического расплава и от места его накопления. Вблизи вулкана обычно осаждается кристаллокластовая часть пеплового потока, а по мере удаления — витрокластовая. При извержении вулкана Шивелуч в 1964 г. вблизи вулкана выпадали кристаллические магнетит, плагиоклаз, пироксен, а на удалении 300 км — преимущественно обломки вулканического стекла. Пеплы вулканов Кавказа, отложенные на Украине, преимущественно витрокластические.

Классификация туфов по составу производится по принадлежности их к главным типам магматических эффузивных пород. Главными петрографическими разновидностями являются липаритовые, трахитовые, дацитовые, андезитовые и базальтовые туфы, индикаторами состава которых, как и в общем случае магматических пород, являются или химический

состав (табл. 30), или минеральные ассоциации, которые приводятся ниже (по А. Н. Заварицкому [1955 г.]).

Породы	Минеральные ассоциации магматических эффузивных пород
Кислые:	
липарит	Кварц, калиевый полевой шпат, альбит-олигоклаз (биотит, пироксен, роговая обманка)
дацит	Кварц, олигоклаз-андезин, биотит, роговая обманка (авгит, гиперстен)
Средние:	
трахит	Калиевый полевой шпат, олигоклаз-андезин, биотит, роговая обманка (пироксен)
андезит	Андезин (андезин-лабрадор), диопсид-авгит, гиперстен, роговая обманка, биотит
Основные:	
базальт	Лабрадор (лабрадор-битовнит), авгит, гиперстен, базальтическая роговая обманка (оливин)

ТАБЛИЦА 30
Химический состав (вес. %) пепловых туфов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,00	54,82	54,94	71,09	68,88
TiO ₂	0,50	0,46	0,75	0,29	0,16
Al ₂ O ₃	17,24	17,18	16,85	14,04	16,55
Fe ₂ O ₃	0,92	2,13	1,23	1,81	1,46
FeO	9,85	7,74	6,41	0,17	0,57
MnO	0,36	0,42	0,22	0,05	0,05
MgO	5,22	4,84	2,59	0,59	0,55
CaO	11,94	2,76	6,34	1,69	0,48
Na ₂ O	2,92	1,40	4,34	3,64	3,06
K ₂ O	0,27	1,80	0,67	4,39	4,64
SO ₃	—	0,52	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,08	0,20
CO ₂	0,19	0,42	2,24	—	—
C	—	—	—	—	0,10
H ₂ O ⁺	0,58	4,68	2,94	1,78	1,88
H ₂ O ⁻	0,79	1,20	0,24	0,09	1,40
П. п. п.	1,29	—	—	—	—
Сумма	100,07	100,37	99,76	99,71	99,98

Примечания. 1. Базальтовая туфобрекция. Р. Нижняя Тунгуска. 2. Разложенный туф основного состава. Башкирия, Урал. 3. Андезитовый туф. Кавказ. 4. Туф кислого состава. Кавказ. 5. Частично разложенный липаритовый туф. Кавказ (анализы из работы В. Ф. Морковкиной [1964 г.], цитируются по А. А. Предовскому [25]).

В породах с неизменным вулканическим стеклом может использоваться его показатель преломления (см. рис. 8).

Вторичные преобразования, интенсивно протекающие сразу после накопления пирокластики, искажают ее первичный компонентный состав; наиболее распространены деитрификация вулканического стекла и раскисление плагиоклазов до альбита. В туфах кислого состава, кроме того, образуются вторичные слюды, опал, низкотемпературный кристобалит, кварц, галлуазит, каолинит; в средних породах — натровые цеолиты, альбит, монтмориллонит, ферригаллуазит, хлорит; в основных — цеолиты, альбит, монтмориллонит, хлорит, эпидот, очень характерны карбонатные минералы. Вследствие метасоматического характера изменений образуются псевдоморфозы агрегатов слюды по калиевым полевым шпатам, смеси кварца и альбита по эффузивным обломкам, агрегатов альбита, эпидота, карбонатов по плагиоклазам, монтмориллонита по стеклу.

В результате полного замещения вулканического стекла минералами группы монтмориллонита формируются глинистые породы с реликтовыми пепловыми структурами — бентониты и флоридины. Химический состав туфов (см. табл. 30) близок к составу исходного магматического расплава, отличаясь меньшим содержанием летучих. Влияние примесей и вторичных процессов обычно приводит к смещению исходных составов в сторону более кислых пород.

Название туфа складывается из гранулометрического признака, структурного вида обломков и названия лавовой породы, которой отвечает состав туфа — например, псаммитовый кристаллокластический туф андезита, алевропсаммитовый витро-кристаллокластический туф дацита. Для пород, затронутых разложением, указывается главный признак изменения — окремнелый, монтмориллонитизированный и т. д.

Образование туфов происходило на протяжении всей геологической истории. Так же как и лавовые породы, в природе, согласно Е. Ф. Малееву, наиболее распространены андезитовые и базальтовые туфы, значительно меньше — липаритовые и дацитовые.

Хотя пепловый материал способен переноситься на многие сотни километров (миоценовые туфы вулканов Закарпатья развиты на западе Европейской платформы, акчагыльские и апшеронские пеплы вулканов Кавказа распространены в Туркмении, современные пеплы Курильских и Алеутских вулканов занимают тысячи квадратных километров в северо-западной части Тихого океана), существует прямая связь между петрографическими разностями туфов и геологическими структурами. Между эволюционным рядом геологических структур (срединно-океанические хребты — океаническое ложе — островодужные зоны континентальных окраин — складчатые системы континентов) существует прямая корреляцион-

ная связь с рядом вулканических, в том числе рыхлых эксплозивных образований: базальтовые — андезитовые — дацитовые и липаритовые туфы. Отражением последовательного развития названных геологических структур во времени является существование указанной последовательности в смене эксплозивных продуктов в вертикальных разрезах геосинклинально-складчатых систем.

Туффиты, туфовые песчаники и песчаные породы с туфовым материалом. Отличаются от туфов и друг от друга только соотношением пеплового и осадочного кластического материала. Таким образом, эти понятия являются чисто петрографическими; попытки вложить в них генетический смысл, понимая под туффитами или туфовыми песчаниками перемытые туфы, туфы водного происхождения или иные образования определенной природы, нельзя признать удачными. Уместно вспомнить, что О. Мюгге впервые в 1893 г. туффитом назвал такую породу, которая сложена смесью рыхлых вулканических и осадочных продуктов.

Пепловый материал в туффитах (содержащийся в количестве 90—50 %), туфопесчаниках (50—10 %) и песчаниках с туфовым материалом (последнего менее 10 %) узнается по отмеченным выше прямым и косвенным признакам, однако диагностика его сильно затруднена и не всегда возможна чисто петрографическими методами. Обычно удается выделить какую-то часть материала вулканической природы и часть осадочного материала. Признаками собственно обломочного (осадочного) материала являются: 1) состав частиц, если они представлены осадочными, метаморфическими или интрузивными магматическими породами; 2) следы структурной зрелости обломочных частиц — окатывания или сортировки по размеру; 3) для вулканических пород — их несоответствие составу главной массы пирокластического материала, а также отсутствие заметных вторичных преобразований, охватывающих заведомую пирокластику. Однако после выделения крайних членов (туфового и осадочного материала) может оставаться проблематичной значительная масса материала с неотчетливыми признаками, для изучения которой требуются специальные полевые и лабораторные исследования [Ботвинкина Л. Н., 1954 г.; Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1961 г.; Дзоценидзе Г. С., 1969 г.; Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В., 1970 г.; Лучицкий В. И., 1970 г.; Фролов В. Т., 1970 г.; Малеев Е. Ф., 1977 г.].

Туффиты, подобно туфам, разделяются по вещественному составу пирокластической части. Также отмечается структурное состояние последней: является ли она витро-, кристалло- или литокластической. В названии породы отражается крупность материала, структурный облик обломков и вещественный состав, например псаммитовый кристалло-витрокластический

туффит андезита. Туфовые песчаники и породы с туфовой примесью подразделяются и называются по составу осадочной кластики, например, андезитовая туфовая (30 % пирокластики) граувакка.

Туффиты и туфовые песчаники образуются, когда одновременно с пепловым материалом осаждаются обломки пород более древних, чем те, которые связаны с развитием данного вулканического очага. Они могут быть принесены ветром, захвачены пепловыми потоками, лахарами или движущимся льдом.

В целом же масштабы развития туффитов и туфовых пород ограничены, так как смешение пеплового материала с обломочно-осадочным чаще всего предполагает перемещение пирокластики водными или воздушными потоками, а следовательно, их переход, в силу оговоренных классификационных рамок, в тефроиды и петрокластические (вулканокластические) граувакки аффинной группы. Большинство пород, описанных в литературе как переходные туфово-обломочные образования, в действительности принадлежат, по-видимому, именно тефроидам и аффинным грауваккам.

Ксенотуфовые породы

Это породы, в составе пирокластического материала которых содержится более 50 % ксенотуфового материала. По аналогии с пепловыми породами среди них выделяются разновидности с примесью пирокластики (менее 10 %), ксенотуфовые породы (ksenotufopесчаники, 10—50 % пирокластики), ксенотуффиты (50—90 % пирокластики) и ксенотуфы (более 90 % пирокластики). Грубообломочные ксенотуфы носят название эруптивных брекчий. Термином «ksenotufовый» материал, «ksenotufовые обломки», введенным в 1959 г. Е. Ф. Малеевым, объединяются: 1) интрателлурические обломки глубоких слоев земной коры или подкорового вещества; 2) материал фундамента вулканических построек из обломков осадочных, метаморфических и плутинических пород, интрузивных и эффузивных; 3) продукты предыдущих извержений, слагающие основания и жерла вулканов.

Ксенотуфовый материал может формироваться не только при собственно вулканической деятельности, но также в амагматических образованиях — маарах и диатремах, в том числе в трубках взрыва кимберлитового типа. Существуют петрографические, минералогические и геологические признаки ксенотуфового материала. Петрографические признаки проявляются как следствие температурного воздействия горячих магматических расплавов, участвующих в извержении. Это красного цвета оторочки на обломках пород и минералов, возникшие от освобождения гидроокислов железа, красные

окраски у темноцветных минералов как результат их разрушения, помутнение или распад полевых шпатов, кристаллокластов или фенокристов вулканического стекла; наличие следов оплавления у кристаллов кварца и полевых шпатов, следов спекания, частичного или полного переплавления с превращением в шлаки у обломков различных пород, а также возможное резкое несоответствие состава отдельных фрагментов составу основной вулканокластической массы. Ксенотуфы, особенно эруптивные брекчи,— это породы широкого гранулометрического спектра, содержащие большое количество грубых, лишенных окатанности обломков, заключенных в тонкодисперсное вещество.

Ксенотуфовый материал кимберлитовых трубок содержит характерные минеральные ассоциации из оливина, пироксенов, ильменита, хромшпинелидов, апатита, турмалина, топаза и др. Материал отдельных трубок взрыва Сибирской, Африканской, Северо-Американской платформ и других регионов может быть и очень сложным, и очень простым. Например, в Потомском нагорье описан кратер, сложенный обломками известняка, в Закарпатье — трубки взрыва, состоящие из обломков песчаников.

К геологическим признакам ксенотуфового материала относятся: соответствие состава обломков составу коренных пород субстрата, увеличение их количества в сторону известных или предполагаемых центров извержений, глубинный характер пород в обломках (гранулитов, эклогитов, измененных ультрамафитов, кристаллических сланцев, гранатов), а также общее геологическое положение районов, не исключающее возможность проявления эруптивной деятельности.

Тефроидные псаммитовые породы

Являются продуктом переотложения рыхлого пеплового материала — тефры. В областях современного вулканизма тефроиды широко распространены и хорошо изучены [10, 16, 24]. Требуется очень непродолжительное время, всего несколько лет, чтобы при благоприятных условиях пепловый материал приобрел новые черты под действием поверхностных вод и морской абразии — хорошую сортировку зерен по крупности и составу с сохранением преимущественно витрофировых структур обломков, хорошую окатанность частиц, горизонтально- или косослойчатые текстуры со следами эрозийных перерывов. По этим признакам современные тефроиды легко узнаются и хорошо отделяются от вулканогенной пирокластики. В областях современного вулканизма они распространены по периферии многих вулканических построек, слагают пролювиальные шлейфы, дельты малых рек, дренающих районы развития пеплопадов, морские террасы, прибрежные дюны и пляжи. По-видимому, велико участие теф-

роидов в шельфовой зоне вулканически активных континентальных окраин, в турбидитах континентальных подножий и шлейфах вулканоидных осадков, вытянутых в направлениях господствующих течений и ветров, направленных от центров активных извержений. По-видимому, так же велика роль тефроидов как продуктов, синхронных извержениям, в древних вулканогенно-осадочных толщах. Однако трудно указать надежные петрографические критерии, которые позволили бы в каждом конкретном случае отделять ископаемые тефроиды от продуктов переыва консолидированных эффузивных пород, описанных в предыдущей главе как граувакки аффинной группы.

XI

ГЛАВА

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД И ЗАДАЧИ ПЕТРОГРАФИИ

Петрография песчаников есть учение о минеральных видах этих пород: их составе, структуре и геологическом происхождении. Геологическое происхождение — понятие широкое, включающее комплекс разнообразных взаимосвязанных факторов. Однако ведущим, определяющим среди них является тектоническая природа региона, в котором осуществляются разнообразные геологические события, порожденные внутренней и внешней динамикой. Выявление зависимостей между минеральными видами песчаных пород и геологической структурой и решение обратной задачи воссоздания геологической структуры по составу песчаных отложений являются главными в петрографии.

Геоструктуры и петрографии. Все, кто внимательно занимался петрографией песчаных пород, в той или иной мере связывали их состав с геологическими структурами. Наиболее отчетливо связи состава с тектоническими структурами были выявлены в работах П. Крынина [59], М. С. Швецова [53], Л. Б. Рухина [31], Д. Миддлетона [60], А. Б. Ронова с сотрудниками [30], Ф. Петтиджона [23]. Ф. Петтиджон и др. [24], развивая представления П. Крынина о стадийности развития вещества песчаников в геосинклинальном цикле и идеи Ж. Обуэна о полярности геосинклиналей, изложили принципиальную схему распределения минеральных типов песчаных пород в геосинклинальной призме, а также показали разнообразие складчатых областей в отношении объемов накопления и составов песчаных пород.

Материал предыдущих глав, ассимилировавший среди прочих данных выводы названных исследователей, позволяет продвинуться еще дальше в понимании связей между минеральным составом песчаников и геологическими (тектоническими) структурами. Для этого основные минеральные виды песчаных пород следует расположить в определенной последовательности — в порядке расширяющейся гетерогенности системы, или в порядке возрастающего числа факторов, формирующих обломочно-компонентный состав. Тогда начало ряда займут породы, образованные от разрушения наиболее простой толентово-магмы, среднюю часть ряда — продукты

смешения разнообразных пород, затронутые экзогенной переработкой, и конец ряда — продукты, полностью переработанные экзогенными факторами. Ряд таких пород, который может быть назван петрогенетическим, включает в себя: ультрамафические граувакки, пироксеновые, оливиновые, серпентиновые пески → основные граувакки, Na—Ca-аркозы → андезитовые и фельзитовые граувакки, Na-аркозы → K—Na- и K-аркозы → лититовые граувакки → продукты смешения петрокластических, полевошпатовых и лититовых граувакк (группа пород, в которой могут быть построены свои малые ряды) → продукты неполного вызревания (мезо- и олигомиктовые песчаники) → продукты полного вызревания (мономинеральные кварцевые пески).

Рассматривая положение членов петрогенетического ряда в составе современных и четвертичных осадков, распространенных на нашей планете, легко увидеть их тесную связь со структурными элементами современной земной коры различного масштаба.

1. Основное структурное деление земной коры на океан и континент находит отражение в размещении в них определенных петрогенетических членов ряда от ультрамафических граувакк до Na-аркозов в океане, от K—Na-аркозов до кварцевых песков на континенте.

2. В пределах океана ультрамафические граувакки, серпентиновые и оливиновые пески распространены только в зонах срединно-океанических хребтов, основные граувакки — на океанических платформах в участках активного вулканизма; те и другие тесно ассоциируют с гиалокластикой, столь характерной для океанических базальтов, от которой они не всегда могут быть надежно отделены.

3. Периферии океанов по источнику питания могут быть автономными, как это наблюдается в зонах островных дуг, или связанными с континентом, что характерно для переходных областей с простым строением.

К. Круком [1974 г.] было выделено три петрографических и вместе с тем геологических типа песков континентальных (океанических) окраин: а) бедные кварцем, с отношением $K_2O/Na_2O \ll 1$, возникающие при разрушении островных дуг; б) промежуточные по кварцу, с отношением $K_2O/Na_2O < 1$, образованные при разрушении активных континентальных окраин андийского типа; в) богатые кварцем, с отношением $K_2O/Na_2O > 1$, формирующиеся у континентальных окраин со спокойным режимом.

Каждый из этих типов песков соответствует определенным членам выделенного петрогенетического ряда. Андезитовые и фельзитовые граувакки и Na-аркозы отвечают первому типу песков К. Крука, они и охватывают островодужные зоны, ассоциируя с характерной для этих зон [Хворова И. В., 1980 г.] пепловой и тефровой вулканокластикой, имеющей состав от

основного до риолитового и дацитового, с преобладанием андезитового материала. Поскольку по петрохимическим особенностям отмеченные песчаники ближе к океаническим, чем к континентальным, они объединяются с первыми в одну группу. Такое объединение находится в соответствии с геологической природой зон их распространения, поскольку островодужные системы при многих переходных чертах являются все же частями океанических, а не континентальных структур.

Активные окраины материков, лишённые островных дуг, слагаются преимущественно полимиктовыми граувакками, смешанными петрокластическо-аркозовыми или лититовыми низкокварцевыми песками (второй тип песков К. Крука). Пассивные окраины выполняются продуктами смещения и обработки различных, преимущественно лититовых разностей песков, К—Na- и К-аркозов. Хотя осадконакопление может происходить за внешней границей шельфа, подобные пески и по минерально-петрографическим особенностям, и по источникам питания должны быть отнесены к континентальной с геологической точки зрения группе пород.

4. Среди современных песков континентов господствуют литокластические разности. Они могут быть низкокварцевыми в горных областях или высококварцевыми на равнинах, однако обилие обломков осадочных пород является их наиболее характерной особенностью. Локально, вблизи областей развития эффузивных пород, могут быть распространены петрокластические граувакки, преимущественно смешанные, на границах получают развитие элювиальные аркозы, а по их периферии — переработанные кварцевые К—Na- и К-аркозовые разности. Поскольку совсем недавно 52 млн. км² (или около $\frac{1}{3}$ поверхности суши) было занято четвертичным оледенением, благодаря которому в осадочный процесс были вовлечены огромные массы недифференцированного обломочного материала, четвертичные и современные пески континентов представляют уникальное геологическое явление. Это — во всех отношениях смешанные, минералогически и структурно незрелые осадки. Только вдали от проявлений ледниковой деятельности на платформах за счет соответствующего петрофона образуются олигомиктовые пески и крайне редко — исключительно на древних платформах — формируются прибрежно-морские и золотые кварцево-песчаные накопления.

Ископаемые песчаники континентальных блоков земной коры для наиболее изученного фанерозойского этапа развития обнаруживают устойчивые связи с геологическими структурами. В целом эта связь сводится к тому, что конструктивной линии развития геологических структур: геосинклинально-складчатые системы — негеосинклинально-складчатые системы — подвижные платформы — устойчивые платформы — отвечает полный ряд петрогенетических видов песчаников, а каждому типу структур соответствует определенный набор

соседних членов — от наименее зрелых начальных до наиболее зрелых конечных членов петрогенетического ряда. Деструктивной линии развития (платформы — области активизации — авлакогены — континентальные рифты) также соответствуют определенные наборы петрогенетических видов, но развивающиеся в обратном порядке, от конечных членов петрогенетического ряда к начальным.

Геосинклинально-складчатые системы включают в себя наиболее широкий набор петрогенетических видов песчаных пород, закономерно располагающихся в вертикальных и латеральных последовательностях. Наиболее простым случаем, по-видимому, является направленно-полярное размещение минеральных песчаных комплексов, предусмотренное схемой П. Крынина — Ф. Петтиджона. Подобная схема рисуется для герцинского Южного Урала, где, благодаря исследованиям Б. М. Келлера, А. Д. Петровского, И. В. Хворовой, Г. А. Мизенца, В. Н. Пучкова, можно видеть два уровня развития вещества — нижний, доинверсионный, и верхний, послеинверсионный. Нижний, дофаменский уровень обладает полярным строением: выделяют западные комплексы, где развиты олигомиктовые и аркозовые песчаники, получающиеся за счет сноса с платформы, сложно сочетающиеся с петрокластическими кислыми и основными граувакками (продуктами местного вулканизма), и восточные, зауралтауские комплексы основных и средних петрокластических и кремневых граувакк, ассоциирующие с вулканитами эвгеосинклинальной зоны. Верхний, послефаменский уровень, сформированный после инверсии режимов за счет внутренних поднятий, характеризуется пестрым составом петрокластических, лититовых и смешанных граувакк.

Сложная и вместе с тем закономерная картина распределения песчаных минеральных комплексов получена для герцинского Южного Тянь-Шаня [52]. Основные черты ее показаны на рис. 44. В начале раннего, археогосинклинального этапа, приходящегося на кембрий-ордовик, устанавливается следующая латеральная последовательность минеральных комплексов: на юге, вблизи Афгано-Таджикского континента формируется мощный андезитовый граувакковый и На-аркозо-граувакковый комплекс, ассоциирующий со средними вулканитами и океаническими толеитовыми базальтами (ягнобская серия). Севернее (рис. 44, профиль I) в разрезах кембрия и в особенности в маломощных разрезах ордовика располагаются олигомиктовые песчаники, высококварцевые граувакки и аркозы, а еще севернее — ультрамафические граувакки, лежащие на толеитовых базальтах (канская серия).

В раннем силуре (профиль II) дифференциация песчаных комплексов достигает наибольшей контрастности. На крайнем юге формируется комплекс кварцевых песчаников (мокшевитская серия), к северу сменяющихся мощной толщей андезитовых аркозо-граувакк (ягнобская серия и нижний силур Туркестанского хребта). Еще севернее в основании всех разрезов среднего палеозоя Туркестано-Алая получают развитие кварцевые примитивные граувакки, во многих местах локально замещающиеся также примитивными петрокластическими граувакками основного состава; с севера они ограничиваются полосой ультрамафических граувакк (канская серия).

На протяжении большей части эв-многогосинклинальной стадии развития Южного Тянь-Шаня, приходящейся на поздний силур—девон, почти не отме-

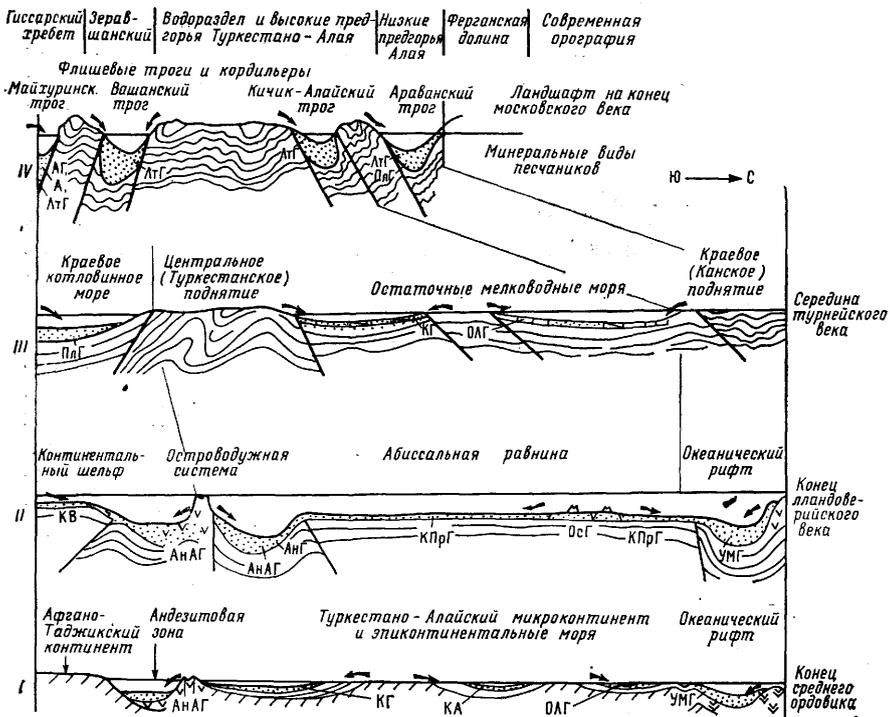


Рис. 44. Ландшафтно-структурные единицы некоторых этапов развития I—IV герцинского Южного Тянь-Шаня и связь с ними минеральных видов песчаных пород.

Минеральные виды: А — аркозы; АГ — аркозо-граувакки; АНАГ — андезитовые аркозо-граувакки; АНГ — андезитовые граувакки; КА — кварцевые аркозы; КВ — кварцевые песчаники; КГ — кварцевые граувакки; КПрГ — кварцевые примитивные граувакки; ОЛГ — олигомиктовые песчаники; ОСГ — основные граувакки; ПЛГ — полимиктовые граувакки; ЛТГ — лититовые граувакки; УМГ — ультрамафические граувакки. Стрелками показано направление перемещения обломочного материала.

чается песчаных накоплений. Последние развиваются локально в связи с некоторыми внутренними поднятиями и имеют умеренно-зрелый кварцево-лититовый или полимиктовый состав. Завершением этой стадии явилось широкое развитие в начале нижнего карбона кремнисто-карбонатных отложений и ассоциирующих с ними олигомиктовых и кварцево-полимиктовых мелкозернистых песчаников (профиль III). Лишь на самом юге образуется мощная толща полимиктовых граувакк (пушневатская серия) в связи с привнесом вещества из соседней, расположенной еще южнее среднепалеозойской вулканической области Южного Гиссара. В московском веке до конца среднего карбона, в некоторых районах до конца ранней перми, в узких линейных трогах (профиль IV) происходит накопление лититовых граувакк, а вблизи крупных гранитоидных массивов — аркозо-граувакк и аркозов. В пермскую эпоху в остаточных бассейнах в ассоциации с грубообломочными породами происходит накопление лититовых граувакк.

Наиболее важным результатом установления определенной латеральной и вертикальной локализации минеральных песчаных комплексов в геосинклинальной призме должны быть выводы генетического характера, проливающие свет на природу геосинклиналией и геосинклинального процесса. В построениях плитной тектоники геосинклинальные системы выводятся из развития океа-

нических структур современного типа. Главными вещественными документами при этом до сих пор служили магматические породы и ассоциации некоторых осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Попытки генетической интерпретации состава и размещения минеральных песчаных комплексов геосинклинально-складчатых областей, хотя бы в самом общем виде учитывающие их распределение в современных структурах, также неизбежно приводят к выводу об океанической природе геосинклинальных систем, а проблема пространства — безуспешные попытки разместить океанические структуры в узких геосинклинальных зонах — к признанию крупных перемещений, какими бы фантастическими с позиций укоренившихся представлений они ни казались.

Интерпретируя состав и размещение минерально-песчаных комплексов Южного Тянь-Шаня по латерали и в разрезе, можно заключить, что заложение геосинклинальной системы началось с образования в ордовике, возможно несколько раньше, двух прогибов океанического характера, к югу от которых и между которыми располагались континентальные блоки с нулевой седиментацией или накоплением на них маломощных минералогически и структурно зрелых песков. К концу раннего силура происходит окончательное формирование структур археосинклинального этапа: южный континентальный шельф севернее сменяется островодужной системой, еще севернее — погруженным микроконтинентом, раскалывание которого на блоки отмечается кислым и основным вулканизмом, и еще севернее — океаническим бассейном.

С начала позднего силура начинается новая стадия — формирования поднятий на месте островной дуги и палеоокеана, и дальнейшего раскалывания микроконтинента, на котором формируются разнообразные вулканогенные и осадочные бассейны, структурная трактовка которых как эв-, лепто- и многогеосинклинали хорошо известна, хотя и неоднозначна их палеоландшафтная интерпретация. К концу эв-мигеосинклинальной стадии в раннем карбоне произошла относительная стабилизация всей территории с образованием обширного мелководья; лишь на юге возникло котловинное море в связи с дифференциальными движениями в южном Гиссаре. Поздние стадии в среднем карбоне и перми, начавшиеся шарьированием и сокращением пространства, сопровождались образованием линейных узких морских бассейнов и разделявших их континентальных поднятий, сложенных ранее образовавшимися осадочными и вулканогенными толщами и прорывающими их интрузиями гранитоидов.

Таким образом, развитие структур Южного Тянь-Шаня получает отражение в последовательном и закономерном образовании минеральных видов песков в геосинклинальном цикле развития этой области. Судя по материалам изучения Южного Урала, по некоторым, к сожалению, излишне генерализованным [Ронов А. Б. и др., 1965 г.; 1966 г.] или отрывочным [Чихрадзе Г. А., 1981 г.] данным по Кавказу и Дальнему Востоку [Бродская Н. Г., 1963 г.; Юркова Р. М., 1972 г.; Маркевич П. В., Чудоев О. В., 1979 г.], а также по материалам Ф. Петтиджона и др. [24], можно видеть, что многообразие геосинклинально-складчатых систем отражено в сложности составов и распределений минерально-песчаных комплексов. Общим для всех регионов при этом является переход от контрастных ассоциаций петрогенетического ряда ультрамафических, основных и андезитовых граувакк, располагающихся рядом с олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками в начале развития, к безраздельному господству лититовых и калиево-натрово-полевошпатовых граувакк в конце развития геосинклинальной области. Это является отражением перехода

сложных океанических структур, сочетающихся с континентальными при заложении геосинклиналей, через их переработку, к новой континентальной коре в складчатой структуре. Проще, без петрокластических граувакк и контрастных серий песков осуществляется развитие амагматических складчатых систем типа Верхоянья и Сетте-Дабана [Коссовская А. Г., 1962 г.; Шутов В. Д., 1976 г.; Япаскурт О. В., 1981 г.; Зубарева Е. А., 1984 г.].

Если образование континентальных блоков происходило только через геосинклинальный процесс [Штилле Г., 1965 г.], то песчаные породы являются важнейшими объектами, раскрывающими внутренний механизм формирования континентальной коры; по своему значению в качестве структурно-тектонических индикаторов они, по-видимому, уступают только эффузивным породам.

Подобно тому как существуют конструктивная и деструктивная линии развития континентальных блоков, существуют прогрессивные и регрессивные линии трансформации минерального вещества песчаников, коррелятно связанные с геологическим процессом. Прогрессивной линии развития структур (складчатая область — подвижная платформа — устойчивая платформа) в фанерозое отвечает правая часть рассмотренного выше петрогенетического ряда — от $K-Na$ -аркозов и лититовых граувакк до кварцевых песков. Правильная последовательность в смене членов ряда может нарушаться в областях проявления траппового вулканизма или в местах накопления пирокластики, вынесенной из соседних геосинклинальных (океанических) областей. Развитие платформ в фанерозое, начинавшееся с пенепленов, характеризовалось широким проявлением $K-Na$ - и K -аркозов, лититовых и смешанных граувакк, как правило кварцевых, залегающих в основании осадочных чехлов. Выше по разрезу степень зрелости пород возрастает. На подвижных платформах типа Западно-Сибирской и Туранской плит исключительно широкое распространение получают высококварцевые, близкие к олигомиктовым, лититовые граувакки и аркозы. Однообразие их нарушают горизонты олигомиктовых, редко кварцевых песков, формирование которых западносибирские геологи школы В. П. Казаринова связывали с региональными проявлениями кор выветривания.

На устойчивых платформах достигается высокая минералогическая зрелость пород, о чем подробно говорилось в гл. VII. Необходимо подчеркнуть, что только многостадийным созреванием в условиях чрезвычайно вялой тектоники можно объяснить прогрессирующее возрастание высокодифференцированных кварцевых песков к верхним частям платформенных чехлов.

Деструкция континентальных блоков (в ряду платформа — авлакоген — рифтогеналь или платформа — активизированная

область) сопровождается падением минералогической зрелости и развитием элементов регрессивного петрогенетического ряда. Так, в каменноугольной толще Донецкого авлакогена широко развиты кварцевые лититовые граувакки, кварцевые аркозы и аркозы, накапливавшиеся в непосредственной близости и в той же климатической обстановке (они так же угленосны), что и высококварцевые пески карбона Московской синеклазы. Еще менее дифференцированы песчаные отложения внутриконтинентальных рифтовых впадин. В них должна быть развита пестрая гамма пород от олигомиктовых песков, наследующих составы материнских пород прибортовых частей впадин, до петрокластических песков различного состава, отражающих разнообразие вулканических проявлений в зонах рифтогенеза [Грачев А. Ф., 1977 г., Ляшкевич З. М., 1984 г.].

В тектонических впадинах активизированных зон существует пестрый спектр песчаных пород с преобладанием лититовых и лититовых кварцевых граувакк, кремневых граувакк, кварцевых $K-Na$ - и K -аркозов. Судя по наблюдениям В. И. Попова, Л. Б. Рухина, Н. Н. Верзилина, В. И. Троицкого, А. Г. Бабаева, А. Г. Қариева и других по межгорным и предгорным впадинам Средней Азии, здесь устанавливается определенная зависимость вариаций состава песчаных отложений от пород питающих провинций, дальности переноса, от среды и скорости седиментации. Наблюдается отчетливое возрастание полимиктовости песчаников снизу вверх по разрезу как отражение возрастающей контрастности тектонических движений от начала мезозоя к концу кайнозоя. В зонах активизации, сопровождающихся магматизмом, возможно проявление петрокластических песчаников основного или кислого состава, полимиктовых кластитов и вулканоконгломератов, сходных с породами геосинклинально-складчатых областей.

Связь со строением земной коры. Минеральный состав песчаных накоплений может являться внешним отображением геологических закономерностей строения глубоких горизонтов земной коры. Связь между строением земной коры и минеральными видами песков, накапливавшимися на ее поверхности, хорошо видна в современной структуре, поскольку основные петрогенетические типы современных песков, будучи связанными с определенными морфоструктурами, проявленными на поверхности Земли, связаны тем самым с определенными типами коры, характерными для каждой из морфоструктур достаточно большого масштаба. Выделение океанского типа литогенеза Н. М. Страховым и его последователями, по существу, является признанием диссимметрии земной коры. Деление ее на океанские и континентальные блоки — факторы первого порядка в регулировании осадочного процесса.

Связь песчаных отложений с типами земной коры несомненно существовала в прошлом. Даже в случае последующей переработки коры следы такой зависимости могут сохра-

няться. В качестве примера можно привести герцинский Южный Тянь-Шань, где, по данным И. В. Мушкина и др. [1978 г.], в направлении с севера на юг устанавливаются различные типы земной коры, с которыми, как показывают наблюдения, связаны определенные минеральные виды песчаных пород. Так, на гранулит-базитовом слое Туркестано-Алайской зоны залегают ультрамафические граувакки, на сложном гранулит-базитовом и гранито-гнейсовом Зеравшано-Туркестанской зоны — андезитовые и натрово-полевошпато-андезитовые граувакки и на существенно гранито-гнейсовом Зеравшано-Алайской — натрово-полевошпато-андезитовые граувакки и кварцевые песчаники. Связь состава песчаников с типами коры наиболее отчетлива в нижних, ордовикско-силурийских частях разреза, начинающих геосинклинальный цикл; выше она менее заметна и почти не проявляется в верхних этажах геосинклинальной призмы, где получают развитие лититовые граувакки в связи с сокращением эффузивных продуктов и возрастанием гомогенности коры к концу геосинклинального цикла.

Отражение вертикальных тектонических движений. В подавляющем большинстве случаев песчаные породы отражают вертикальные тектонические движения, а следовательно, открывают возможности для определения особенностей этих движений (знака, амплитуды и скорости), которые могут быть использованы в качестве дополнительных к традиционным геологическим методам. Нисходящие движения фиксируются в мощности песчаной толщи и генетических особенностях слагающих ее пород, что, как известно, широко используется в так называемом методе фаций и мощностей. Амплитуды постседиментационных отрицательных движений фиксируются в структурных и минеральных преобразованиях цемента, а затем в преобразованиях обломочного каркаса. В глинистом цементе глубина погружения отражается сначала в структурном состоянии глинистых минералов, затем в структурном состоянии цемента, затем в характере взаимодействия между глинистым цементом и обломочными зернами. В карбонатном цементе погружение сначала проявляется в структурном состоянии и составе карбонатных минералов, а затем в их постепенном исчезновении и замещении кремнеземом. Структурный и минеральный вид кремнистого цемента может служить признаком для измерения амплитуды погружения. Вопрос о глубинах образования и преобразования цементов разбирался в гл. IV.

Анализ движений в условиях простого погружения открывает возможности для решения или постановки целого ряда геологических задач. Например, широкое развитие песчаников с карбонатным цементом в верхних этажах фанерозойских геосинклинальных областей и слабое развитие таковых в нижних этажах может быть объяснено с палеогеографических позиций; однако правомерен чрезвычайно интересный вопрос: не

связано ли это с эпигенетическим выносом карбонатов из толщ, погружающихся на глубины более 5—6 км? Еще одна задача связана с взаимоотношением карбонатного и кремнистого цементов: декарбонатизация цемента и его замена кремнеземом, а затем противоположный процесс регрессивной карбонатизации являются следствиями, а отсюда и методами реконструкции колебательных вертикальных движений.

Скорости погружений на седиментационной стадии могут быть оценены по некоторым лититовым песчаникам. Присутствию кальклититов в разрезе способствует аридность климата, но если климат заведомо гумидный, кальклититы служат указателем на быстрое погружение. Л. Б. Рухин [1952 г.] был одним из первых, кто рассматривал скорость тектонического погружения в качестве главной причины формирования минеральных видов песков. В областях слабого погружения, по Л. Б. Рухину, формируются кварцевые пески, в областях энергичного погружения — аркозы и граувакки, в областях переходных — полевошпато-кварцевые отложения. В. Д. Шуттов, отмечая тектоническую полигенетичность некоторых песков, особенно переходного характера, отвечающих средней части классификационного треугольника, тем не менее нашел возможным выделить три тектоно-минеральных уровня созревания песчаных осадков (рис. 45). Можно также приблизительно оценить зависимость между скоростью осадконакопления и минеральным видом песков для фанерозоя (рис. 46). Резкие отклонения от рассчитанной зависимости в кварцево-олигомиктовых толщах должны связываться с наложением пирокластики, а в граувакках и аркозах — с материалом перетолженным, дифференцированным в предшествующие седиментационные циклы.

Восходящие движения часто, особенно на платформах и в переходных областях, проявляются в том, что за ними следуют глауконитовые пески. Последние могут начинать следующие за перерывами трансгрессивные серии осадков. Фосфоритовые пески, особенно содержащие конкреции, почти всегда, лежат ли они в трансгрессивных или регрессивных частях седиментационных циклов, указывают на положительные движения.

Влияние климата. Подобно классическому спору нептунистов с плутонистами в XVIII столетии, в литологии наших дней не прекращается дискуссия относительно того, какой из факторов является решающим в образовании осадков — климатический или тектонический. Полемический дар и огромный научный авторитет Н. М. Страхова — создателя климатической теории литогенеза [39], привели к тому, что во многих работах климат как осадкообразующий фактор приравнивается к тектонике или даже выдвигается на первом месте. Вскрыть это распространенное заблуждение помогают три фактора: 1) зависимость минерального состава песчаных по-

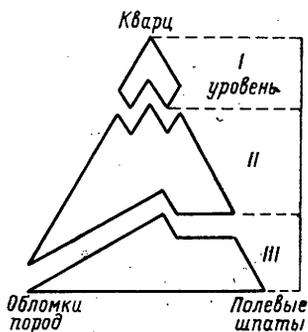


Рис. 45. Тектоно-минеральные уровни песчаников — показатели тектонического режима их формирования.

I — видный режим платформ; *II* — разнообразные режимы платформ и складчатых областей; *III* — интенсивный режим складчатых областей [6].

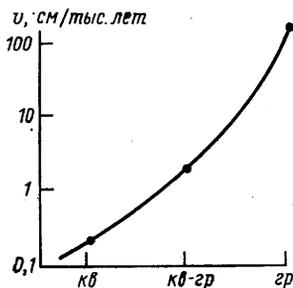


Рис. 46. Зависимость между скоростью накопления и составом песчаников в фанерозе.

кв — среднее для кварцевых песчаников чехла Русской платформы (0,3 см/тыс. лет); кв-гр — среднее для высококварцевых граувакк и олигомиктовых песчаников чехла Западно-Сибирской плиты (3 см/тыс. лет); гр — андезитовые граувакки нижнего силура Туркестанского хребта (50—160 см/тыс. лет).

род от тектонических движений и связь с тектоническими структурами; 2) разный минеральный состав песков, который может быть встречен в одних и тех же климатических типах осадков; 3) одинаковый минеральный состав песчаных отложений в разных климатических зонах и климатических комплексах.

О связи минерального состава с тектоникой уже говорилось. То, что разными минеральными видами могут быть представлены песчаные отложения одинаковых климатических зон, тоже хорошо известно. Угленосные отложения карбона московской синеклизы, содержащие кварцевые высокозрелые пески, отличаются от кварцевых граувакк и аркозов угленосной толщи Донбасса, а последние от лититовых и петрокластических граувакк угленосного Печорского бассейна. А. И. Анатольева [1972 г.] и А. В. Сочава [36] выявили разнообразие минеральных видов песчаников в красноцветах аридных климатических зон. Ниже показано, что золотые пески крупнейших пустынь мира обладают различным обломочно-компонентным составом, достаточно ярко иллюстрируя отсутствие прямой связи минералогии песков с климатом.

Из предыдущих глав следует, что одни и те же соотношения обломочных компонентов могут быть встречены в песках, представляющих разные климатические обстановки. Это можно видеть также в многочисленных примерах, послуживших В. Д. Шутову основой для его минералогической классификации [55, 56]. На рис. 47 изображены средние составы песчаников Русской платформы, из которых вовсе не следует, что для

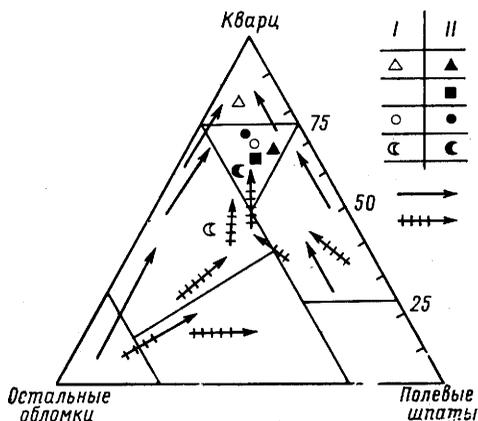


Рис. 47. Диаграмма, иллюстрирующая характер связей минералогии песчаных пород с климатом.

1-4 — средние составы песчанников Русской платформы для гумидного (I) и аридного (II) литогенезов (по А. Б. Ронову и др. [30]); 1 — континентальных; 2 — лагунных; 3 — прибрежно-морских; 4 — пелагических; 5-6 — направления созревания песчаных пород, по В. Д. Шутову [56]; 5 — в гумидном климате; 6 — в аридном климате.

обстановки стабилизированного тектонического режима, который проявляется на платформе, между гумидными и аридными песками можно усмотреть принципиальную разницу. В. П. Васильев [2], сравнивая современные пески пляжей разных широт и наблюдая в тропических областях широкое развитие полимиктовых разностей, пришел к выводу, что состав обломочной части песчаных отложений мало зависит от климата, а определяется составом исходных пород и тектоническими условиями на водосборах и в седиментационных бассейнах.

Отводя климатическому фактору сугубо второстепенную роль в формировании обломочно-компонентного состава песчаных отложений, можно в то же время достаточно четко определить климатические признаки песков, т. е. порожденные климатом и являющиеся его индикатором. Признаками гумидного теплого климата являются: 1) повышенная выветренность обломочных зерен, особенно полевых шпатов, приуроченная к определенным фаціальным типам осадков, например к подошвам угольных пластов; 2) присутствие калькренитов или кальклититов, а также обилие обломков карбонатных раковин; 3) присутствие аллотигенного или аутигенного глауконита; 4) наличие в цементе обломочного каолинита или членов трансформации минералов монтмориллонит — ректорит — гидрослюда; 5) связь состава глинистого цемента с первичным составом обломочного материала, когда цемент может рассматриваться как продукт трансформации последнего; 6) высокая структурная зрелость осадка.

Признаками гумидного холодного климата служат: 1) слабая выветренность зерен при возможной, но не обязательной высокой структурной зрелости; 2) малая карбонатность; 3) пелитолитовый или иллитовый состав глинистого цемента; 4) малое содержание свободных полуторных окислов.

Признаки аридного климата включают в себя: 1) присутствие неизменных полевых шпатов, в том числе повышенной основности в сочетании с невыветрелыми зернами ставролита, андалузита, кианита и некоторых других минералов; 2) повышенную карбонатность при наличии магнезиальных карбонатов; 3) присутствие каличе или фигуративных песчаников, обогащенных карбонатами; 4) присутствие седиментационных сульфатно-галоидных цементов; 5) развитие в глинистом цементе в качестве главных минералов группы корренсита и аутигенных железистых иллитов; 6) автономность состава минералов глинистых цементов по отношению к обломкам; 7) пониженную структурную зрелость осадков, за исключением золотых песков.

Кроме перечисленных, можно использовать рассматривавшиеся выше признаки — расположение полей фигуративных точек на треугольной диаграмме, показывающее направление созревания песков в разных климатических зонах (см. рис. 47), состав цеолитов, а также палеонтологические, фито-логические, текстурные и иные признаки [3, 15, 49]. Можно также руководствоваться сочетанием признаков, например, красноцветность сама по себе не является климатическим признаком, однако бескарбонатные красноцветные песчаники — гумидные, а карбонатные связаны с аридными зонами [Яншин А. Л., 1953 г., Анатольева А. И., 1972 г.].

Среда отложения. Отчетливо проявлено влияние среды на аутигенное минералообразование. Аутигенные минералы песчаников могут быть выписаны в ряд в порядке уменьшения их значимости в качестве индикаторов физико-географической обстановки. Это — глауконит, глинистые минералы, карбонатные минералы (особенно их полиморфные модификации и соотношение $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe} - \text{Mn}$), фосфатные, железистые (особенно соотношение окисных, силикатных и карбонатных форм), марганцевые, цеолиты, сульфаты, бораты и другие легкорастворимые вещества. Важны также количественные отношения между разными минеральными компонентами цемента и их структурные соотношения, например соотношение между глинистой и карбонатной фазами, между цеолитовой и карбонатной, силикатно-железистой и окисно-железистой и т. д. Как известно, изучение аутигенного минералообразования есть метод установления осадочно-геохимических фаций, являющихся производными от географической среды. Для некоторых минералов важно не только их появление, но и содержание в них малых элементов — индикаторов обстановок, например, отношение Sr/Ba в сульфатах, растущее от суши к морю, содержание В в глауконите тем больше, чем ближе соленость бассейна к нормальной морской и т. д. Количество аутигенных минералов, большинство из которых образует цемент, тем больше, чем слабее гидродинамическая активность бассейна седиментации.

Связь между составом обломочной части и средой отложения проявляется в общем виде в том, что континентальные блоки несут литокластические, кислые петрокластические, различные кварцевые граувакки, K—Na-аркозы, олигомиктовые и кварцевые пески, а океанические — ультрамафические, основные и средние граувакки, Na- и Na—Ca-аркозы, что является, однако, не отражением особенностей водной массы, а отражением различий геологического строения основных блоков земной коры, проявляющихся в петрофонде. Если отвлечься от этой зависимости, в основе которой лежат факторы не физико-географические, а геолого-структурные, трудно найти всеобщность связей между географической средой и минеральным видом песчаной породы.

Каждый из генетических типов песков — полиминерален, так же как одни и те же минеральные виды могут быть представлены различными генетическими типами и разновидностями — аллювиальными русловыми, стрежневыми, пойменными, прибрежными косовыми, волноприбойными, баровыми и т. д. Даже эоловый процесс, которому многие отводят решающую роль в минеральном преобразовании песков, не создает какой-либо свой минеральный вид. Из табл. 31 видно,

ТАБЛИЦА 31

Минеральный состав (вес. %) эоловых песков пустынь
(по М. П. Петрову [1973 г.]

Место взятия образца	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Карбонаты	Обломки пород
Кызылкумы и Каракум					
Барханный песок, Газли	52,3	39,0	0,9	—	7,8
Барханный песок, Хазараска	55,8	37,6	0,6	—	5,9
Древнеэоловый песок, Дарваза	60,3	32,0	1,5	—	6,2
Свежеперевеянный аллювий Амударьи, Турткуль	68,7	6,4	—	—	20,9
Эоловый песок, Репетек	73,4	5,3	—	—	21,3
Эоловый песок, Бешир	73,8	20,8	—	—	5,4
Эоловый песок, Чильмамедкумы	57,0	10,4	—	12,4	20,2
Другие пустыни мира					
Барханы подгорья Кунь-луния, Таримская впадина	52,0	30,0	1,0	—	17,0
Барханы Кузупчи, Ордос	62,0	8,0	—	—	30,0
Барханы Гардая, Сахара	98,6	1,4	—	—	—
Эоловый песок, пустыня Виктория	99,3	0,7	—	—	—
Эоловый песок, пустыня Симпсон	98,6	1,4	—	—	—

сколь различен минеральный состав золотых песков даже в одной пустыне из-за влияния источников сноса и сколь велики различия песков в разных пустынях из-за решающего значения петрофонда.

В конкретных ландшафтах вследствие выветривания и переноса осадков водой и ветром возможна дифференциация обломочных компонентов с закономерной сменой составов по фациальному ряду песков. Примеры таких изменений, обычно небольших и ограниченных пределами одного и того же минерального вида, описывались выше. К ним можно добавить наблюдения Е. А. Маргулиса [1979 г.] над палеогеновыми граувакками о. Сахалин, в которых отмечено уменьшение кварца и увеличение полевых шпатов в ряду континентальные — прибрежные — морские отложения. Во всех случаях наблюдаемые вариации составов не только невелики, но и неодинаковы по своей направленности, из чего можно заключить, что в фациальных рядах песков не происходит радикальных изменений обломочно-компонентного состава; кроме того, нет уверенности, что они не являются отражением более общей зависимости минералогии от гранулометрического спектра.

Вследствие того, что отложение осадков, попавших в геологический разрез, не является одноактным, а представляет результат многократного переотложения вещества до захоронения, на больших площадях должно происходить осреднение составов. В конкретной обстановке чаще всего захороняется именно такой усредненный песок, что и приводит к слабым различиям обломочно-компонентных составов в разнофациальных осадках. Механизм усреднения составов легче всего прослеживается на песках, быстро поддающихся абразии. Примером может служить разобранный выше случай [Калиненко В. В. и др., 1981 г.] концентрации обломков моллюсков и фораминифер в карбонатных песках современных пляжей, идущей независимо от первоначального состава осадка и определяющейся только длительностью переработки.

Источники сноса. Общеизвестно, что песчаные породы формируются из обломков пород и минералов, развитых в областях сноса, и поэтому являются индикаторами их состава. Состав песчаных пород, кроме некоторых случаев проявления обломочного элювия, никогда не бывает тождествен составу материнских пород. По наблюдениям В. П. Васильева [2], кварц-полевошпатовое отношение даже в условиях холодного климата на современных пляжах в 4 раза выше, чем в коренных породах, за счет которых пляжевые пески сформированы. В тропических зонах, в коре выветривания, в том числе на ультрамафитах, появляется гипергенный кварц, поэтому в элювии даже для первично-бескварцевых пород кварц-полевошпатовое отношение может достигать 20. Учитывая, что и минералы, и обломки горных пород обладают различной

химической устойчивостью и абразивной прочностью, при реконструкции состава материнских пород по составу песчаников, накопившихся в том или ином месте, нельзя качественно оценить составы материнских пород. Можно делать только некоторые приблизительные оценки, исходя из следующих соображений: 1) только на самых ранних этапах образования песка его минеральный и химический состав близок к составу материнской породы. Это относится ко всем климатическим зонам, включая жаркую гумидную, так как установлено, что даже в тропиках состав аллювия отражает состав материнских пород, а не элювия вследствие малой мощности последнего и развития кирасы, предохраняющей его от эрозии; 2) в коре выветривания или при переносе песчаного осадка происходит его быстрое обогащение кварцем, поэтому количество кварца не должно учитываться при реконструкции областей питания; 3) поскольку и в коре выветривания, и при переносе происходит быстрая дифференциация вещества по химической устойчивости и механической прочности, нельзя использовать для реконструкции состав материнских пород соотношения компонентов с разными абразивными и химическими свойствами: основных и средних плагиоклазов — кислых плагиоклазов, основных эффузивов — кислых эффузивов, алевроито-глинистых пород — кварцитов и т. д.; 4) используя во всех случаях качественные оценки, следует выделить четыре группы песчаников, для которых и достоверность, и признаки, по которым производятся оценки, различны. Это — песчаники начальной, умеренной, значительной и глубокой дифференциации, поля которых показаны на треугольной диаграмме состава (рис. 48); 5) в группе песчаников начальной дифференциации находят отображение почти все породы питающей провинции, и поэтому качественное определение обломков пород и типов полевых шпатов дает возможность составить сравнительно точный перечень пород в областях размыта. При этом наибольшее значение имеет распознавание плагиоклазов самых высоких номеров, санидина, микроклина, пертитов, высокоосновных эффузивов, фельзитов и других обломков, содержащих наиболее важные сведения о геологии питающих областей; 6) в группе умеренно дифференцированных песчаников значительная часть сведений о составе материнских пород утеряна. Сохранившиеся в них устойчивые минеральные компоненты позволяют составить неполный перечень из наиболее устойчивых пород; 7) в песчаниках значительной дифференциации информации о составе материнских пород в составе обломков почти не содержится. Последняя в некотором общем виде и вероятностных оценках может быть получена путем изучения кварца, например, по рассмотренным выше методикам И. М. Симановича или М. Я. Каца; 8) для песчаников глубокой дифференциации реконструкция состава материнских пород становится, по-видимому, невоз-

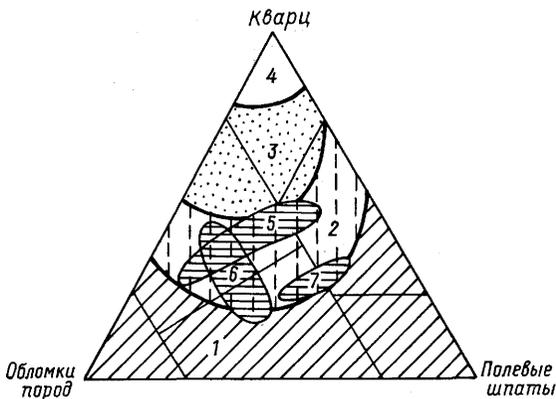


Рис. 48. Диаграмма, иллюстрирующая отражение состава пород областей сноса в составе песчанников.

1—4 — песчанники: 1 — отражающие составы материнских пород; 2 — селективно отражающие составы материнских пород; 3 — отражающие составы пород в обломочном кварце; 4 — не содержащие сведений о составе материнских пород; 5—7 — поля песчанников, получающихся от смешения продуктов размыва [6, 56]; 5 — осадочных пород и гранитоидов; 6 — полимиктового и петрокластического материала, возникающего из изверженных пород; 7 — петрокластического материала из изверженных пород — покровов и интрузий.

можной из-за полной перестройки обломочно-компонентного состава, в том числе обломочного кварца.

Существует обширная группа пород, образованная от смешения разных по исходному составу обломочных продуктов. В некоторых случаях подобные смеси удастся диагностировать по положению полей, образованных точками их состава на треугольной диаграмме, как это рекомендует В. Д. Шутов (см. рис. 48). О смешении состава песков, происходящих из разных источников, свидетельствует также аномальное распределение обломков по гранулометрическим фракциям, например обогащение мелких фракций обломочными зернами пород, а не обычными в таких случаях кварцем или полевыми шпатами. Максимальную информацию о составе материнских пород дают базальные горизонты осадочных серий; вверх по разрезам больше проявляется смешение и осреднение составов зернистых пород.

Направленность и цикличность развития. Вопрос о направленном и необратимом характере развития земной коры, атмосферы и гидросферы широко обсуждался, обсуждается в литературе и достаточно хорошо известен. Все больше вырисовывается специфика осадочного процесса в докембрии, и призывы сторонников актуалистической школы, возглавлявшейся А. В. Сидоренко, видеть Землю в раннем докембрии почти такой, какой мы видим ее сейчас, вряд ли достигают цели. Из приведенных ранее примеров очевидно, сколь сильно различаются геологические тела, сложенные определенными

минеральными видами песчаников в разрезах архея или протерозоя от геологических тел близкого минерального состава в разрезах палеозойских и мезозойских геосинклиналей и платформ. Каковы должны были быть тектонические структуры и географические ландшафты, чтобы существование их приводило к накоплению архейских вулканогенных граувакк серий Киватин—Тимискаминг мощностью более 10 км или раннепротерозойских кварцевых песчаников системы Витватерсранд мощностью более 7 км? Как объяснить образование сложных многопородных ассоциаций из высокозрелых кварцевых песчаников, высокоглиноземистых сланцев, железистых кварцитов, граувакк и вулканитов, если применить к ним положения теории осадочной дифференциации, выработанной для фанерозойских толщ? Очевидно, что понять эти и множество других неожиданных для актуалистического метода явлений можно только признавая необратимость геологического развития Земли и изучая его специфику.

В табл. 32 приведены данные, иллюстрирующие необратимый характер накопления песков в связи с изменениями условий седиментации. Этапность развития геоструктур дается по моей более ранней работе [50], состав пород питающих провинций приводится с привлечением материалов В. Н. Холодова [1975 г.]. Таблица иллюстрирует только некоторые положения, которые в целом сводятся к следующему: 1) в истории Земли существовала направленная смена песчаных пород от петрокластических основных граувакк через пеструю гамму к лититовым грауваккам; 2) в ходе геологической истории возрастало разнообразие минеральных видов песков; 3) со временем уменьшались размеры геологических тел, сложенных определенными минеральными видами песчаных пород; 4) в ходе истории уменьшалась контрастность парагенезов с участием песчаных пород; 5) направленность развития служила фоном для периодичности осадкообразования, отмеченной повторяющейся сменой минеральных видов песчаников. Выделяются следующие большие периоды: катархейско-архейский, ранне-среднепротерозойский, рифейский, вендско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский.

Первые два имели глобальное проявление и начинались либо контрастными сериями и завершались основными граувакками и вулканоидами (катархей—архей), либо, начинаясь аркозами и кварцевыми песчаниками, завершались кислыми петрокластическими и лититовыми граувакками (ранний—средний протерозой). Начиная с рифея вследствие наблюдаемого контрастного деления земной коры на ортогеосинклинали и платформы, можно видеть разное проявление направленности и цикличности в этих различных видах структур. В ортогеосинклиналях развитие идет по линии пестрые серии—петрокластические граувакки и вулканойды—лититовые граувакки, на платформах по линии аркозы—олигомик-

ТАБЛИЦА 32

Главные минеральные виды песчаных пород и их связь с этапами развития Земли

Стратиграфические подразделения, возраст, млн. лет		Главные геотектонические структуры континентов	Состав пород в питающих провинциях	Господствующие песчаные породы
Фанерозой	Kz—Mz	Ортогеосинклинали — платформы, талассогеосинклинали	Осадочные, основные эффузивные, кислые интрузивные	Кварцевые песчаники типа палеогена — неогена Русской платформы, петрокластические граувакки Тихоокеанского пояса, лититовые граувакки типа Верхоянья и мезозоя Средней Азии
	— 570 — Pz—V	Ортогеосинклинали — платформы	Основные эффузивные, кислые интрузивные, осадочные	Лититовые и полевошпатовые граувакки типа перми Приуралья, полимиктовые граувакки зилаирского типа, основные граувакки типа Кана, кварцевые песчаники кембрия и ордовика, кварцевые песчаники типа юдомской свиты, аркозы типа могилевской свиты
Протерозой	680 R	Ранние ортогеосинклинали — платформы	Кислые интрузивные, основные и кислые эффузивные, габбро-анортозиты, осадочные	Аркозы типа зильмердакской, мукунской свит, граувакки типа ашинской серии, кварциты типа инзерской, зигальгинской свит, аркозы типа вепской и сухопитской серий
	1600 PR ₂	Рифты — субплатформы	Кислые интрузивные, эффузивные, осадочные	Петрокластические кислые граувакки, лититовые граувакки, аркозовые и кварцевые песчаники
	1900 PR ₁	Протогеосинклинали — протоплатформы	Кислые интрузивные, в том числе чарнокиты	Аркозы типа Удокана, граувакки типа Тампере, мощные аркозы типа Гурон и кварциты типа Витватерсранд
	2600 AR	Прагеосинклинали — кратоны	Основные эффузивные	Основные петрокластические граувакки типа Киватин, Тимискаминг, гимольской и муйской серий, системы Свазиленд и др. Первое появление полимиктовых граувакк группы Фигового дерева
Катархей	3500 KAR	Пермобильная структура	Неизвестен	Все минеральные типы при преобладании основных граувакк (полученные по реконструкции)

товые и кварцевые пески. Одним из ярких примеров периодичности является широкое развитие толщ аркозовых песков в начале протерозоя, рифея и фанерозоя как отражение предшествующих стадий тектонической стабилизации, гранитизации и развития панепленов, за которыми идет «великая ломка», «великие обрушения», в терминологии Г. Штилле, которые и сопровождалось развитием аркозовых толщ. Признаками периодичности, преимущественно на платформах, являются определенные уровни распространения кварцевых песков, приходящиеся на поздний кембрий—ордовик, поздний девон—ранний карбон, поздний мел—палеоген, нередко неоген. Нетрудно заметить, что последние совпадают с заключительными стадиями средних этапов тектонических циклов фанерозоя (каледонского, герцинского, альпийского), отмеченными, очевидно, стабилизацией тектонических движений на платформах.

Существует цикличность более низких порядков, отраженная в составе песчаных пород, например описанная в Западной Сибири геологами школы В. П. Казаринова, в Средней Азии—школы В. И. Попова, на Русской платформе—М. С. Швецовым, Е. П. Брунс, В. И. Муравьевым и др. Циклы могут быть различных масштабов (порядков) и составов: от сложных многопородных и полифациальных до простых монофациальных. Самый низкий порядок цикличности отражен в элементарных циклитах флиша, аллювиальных и других комплексов, где также может наблюдаться направленная смена минерального состава песков, но уже как следствие наиболее простого процесса гранулометрической рассортировки.

Песчаники и литостратиграфия. Опыт показывает, что в пределах определенных районов может наблюдаться выдержанность минерального состава песчаников по площади при закономерной, направленной смене по вертикали. Площади, в пределах которых сохраняется однообразие состава по laterали при вертикальной изменчивости, обычно охватывают целиком достаточно крупные структуры или структурно-формационные зоны с развитыми в их пределах определенными типами разрезов. Закономерную смену состава песчаников по вертикали можно наблюдать во фланцисканской формации Калифорнии [24], в юрских и меловых отложениях Большого Кавказа [Чихрадзе Г. А., 1981 г.], в терригенной толще палеогена о. Сахалин [Маргулис Е. А., 1979 г.] и в других районах, что создает возможности создания местных литостратиграфических схем. Интересно, что в палеогеновой толще о. Сахалин состав породообразующих компонентов остается полностью одинаковым по площади даже при полном расхождении составов аксессуарных минералов.

Особенно важно существование направленной, необратимой смены минеральных видов песчаников в геосинклиналь-

ном цикле развития крупных областей. В Южном Тянь-Шане это позволило осуществлять литостратиграфические корреляции терригенных толщ в условиях сложной тектоники и наложенного метаморфизма в широком диапазоне — от ордовика до перми [52]. Стратиграфическое сопоставление и распознавание толщ по петрографии песчаных пород ограничивалось преимущественно рамками структурно-формационных зон, однако крупные единицы разреза, отвечающие главным этапам развития региона, прослеживались на больших площадях, охватывающих разные зоны и складчатую систему в целом. Необычайно широким оказалось распространение полимиктовых граувакк зилаирского типа, которые на уровне верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона почти без изменений прослеживаются от Восточного Алая через Центральный Таджикистан и Султануиздаг в Зилаирский синклинорий и фиксируют тесную геолого-историческую связь Урала с Тянь-Шанем.

В стратиграфических целях может быть использована приуроченность к определенным стратиграфическим уровням породообразующих минералов — типоморфных разновидностей кварца, кварца с одинаковой плотностью, разных видов полевых шпатов, а также отношения обломочных минералов друг к другу. Чаще всего используются отношения: кварц/сумма полевых шпатов; (калиевые полевые шпаты + альбит)/сумма остальных полевых шпатов, неизменные полевые шпаты/выветрелые полевые шпаты, — отражающие либо степень зрелости пород, либо петрофонд, либо суммарное проявление того и другого.

Вопросы абсолютной геохронологии. Хорошо известно использование глауконита для определения абсолютного возраста вмещающих отложений. Известно также [19], что возраст докембрийских отложений по глаукониту обычно имеет тенденцию к омоложению в связи с присоединением калия и частичной потерей аргона при эпигенезе, возраст мезозойских и кайнозойских пород — к удревнению из-за влияния аллотигенного и терригенного глауконита. Очевидно, что во всех случаях определения должны опираться на аутигенный глауконит, который выявляется исключительно петрографическими методами.

Установление возраста слюд и полевых шпатов (обычно калий-аргоновым методом) позволяет определять средний возраст пород в питающих провинциях, положение областей сноса, путей миграции и ареалы распространения терригенных осадков, происходящих из одного источника. После того как А. Я. Крылов предложил этот метод, было произведено [Крылов А. Я., Силин Ю. И., 1963 г.; Вистелиус А. Б., Крылов-А. Я., 1961 г.] палеогеографическое районирование Средней Азии и некоторых других регионов с помощью калий-аргоновых датировок обломочной части песков.

В метаморфизованных песчаниках, начиная с зеленосланцевой зоны, калий-аргоновый метод датирует возраст самых молодых метаморфизирующих процессов, а следовательно, верхний предел возраста толщ и метаморфизма. Нижний возрастной предел обычно получают путем изучения мономинеральной фракции циркона уран-свинцовым или торий-свинцовым методом.

Вторичные изменения. Со времени зарождения учения о постдиагенетических изменениях осадочных пород в 50-е годы в работах Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, А. В. Копелиовича, Н. В. Логвиненко и до настоящего времени песчаные образования были главными индикаторами интенсивности проявлений и зональности диагенеза, ката- и метагенеза. В предыдущих главах рассматривались конкретные проявления постседиментационных превращений в разных минеральных видах песков, из чего можно сделать несколько выводов общего характера.

1. Постседиментационные преобразования включают в себя появление одних и исчезновение других минералов, трансформацию существующих «сквозных» минералов, изменение и переработку обломочной структуры и преобразование текстур.

2. Наиболее важными границами постседиментационных преобразований являются границы диагенез — эпигенез (ката- и метагенез), эпигенез — метаморфизм. Стадия диагенеза тесно связана с седиментацией и может рассматриваться как заключительный акт проявления внешних динамических факторов. Катагенез и метагенез независимы от среды отложения, их течение контролируется внутренней динамикой развития регионов. Метаморфизм чаще всего проявляется в связи со структурной перестройкой регионов, в результате смены действовавших до этого геологических факторов качественно новыми, поэтому в природе не существует переходов от начального катагенеза к метаморфизму в сплошных, непрерывных разрезах.

3. Подобно тому как выделяются разные типы метаморфизма, должны быть выделены разные типы эпигенеза: эпигенез простого погружения, динамический (или стрессовый), термальный и дислокационный [Логвиненко Н. В., Шванов В. Н., 1973 г.; Япаскурт О. В., 1981 г.]. Петрографические (они же геологические) типы эпигенеза устанавливаются по соотношению между минеральной, структурной и текстурной переработкой пород [52].

Формационный анализ. Песчаные породы, образуя геологические тела или участки наряду с другими породами в сложении тел надпородного уровня, формируют геологические формации (литомы разного ранга, парагенерации, гилеации — как вещественные единицы). С первых шагов формационного анализа в составе некоторых песчаных пород видели определенное генетическое содержание, следствием чего явилось выде-

ление песчаных формаций, за которыми закрепилось и вещественное и генетическое понимание. Таковыми были кварцевые формации платформ и граувакковые формации геосинклиналей [31], позже к ним добавились аркозовые послекратонные формации, мезомиктовые переходных областей и некоторые другие.

Внедрение петрографических, точнее петрологических понятий в генетическую формациологию тормозилось тем, что для большинства специалистов по формациям оставался неясным геологический смысл петрографо-минералогических признаков песчаных пород. Н. С. Шатский [48] был, по-видимому, первым, кто осознал значение минералогии песчаников для формационного анализа. Им были выделены «фациальные ряды» породных ассоциаций, в одних из которых участвовали кварцевые пески, в других — аркозы и полевошпатово-кварцевые песчаники, в третьих — граувакки и полимиктовые песчаники.

В предложенной мной классификации осадочных формаций по вещественным (литомологическим) признакам минеральный состав песчаной породы принимается в качестве показателя зрелости вещества, образующего формацию, и поэтому используется в качестве главного классификационного признака, по которому выделяются самые крупные таксономические единицы — типы формаций [51].

По-видимому, учение о минеральных типах пород — песчаных, глинистых, карбонатных — должно тесно вплестаться в учение об их сообществах, каковыми являются геологические формации разных рангов. Например, хорошо известно существование упорядоченных по стратификации, но недифференцированных по веществу комплексов осадков, называемых флишем. Однако только петрографический анализ песчаных пород обнаруживает, что флиш бывает разный по составу и обычно в таких случаях разный по происхождению. По П. В. Маркевичу и О. В. Чудову [1979 г.], нижнемеловой флиш Сихотэ-Алиня сложен преимущественно К-аркозами, а верхнемеловой флиш Камчатки — андезитовыми граувакками, что связано с разной геологической природой этих комплексов: первый формировался на окраине континента, второй на ранней стадии развития островных дуг. В Южном Тянь-Шане раннесилурийский андезитовый флиш Туркестанского хребта [Шванов В. Н., 1985 г.] отвечал ранним приостроводужным прогибам, средне-верхнекаменноугольный лититовый флиш — поздним прогибам, предшествовавшим общей инверсии [52].

Между отдельными формационными признаками — зрелостью песчаников, степенью проявления седиментационной цикличности и мощностью — существует некая еще недостаточно выявленная корреляционная связь. А. Е. Елисеевым [1978 г.] на северо-востоке Русской платформы описана турне-

визейская ациклическая формация мощностью около 300 м, несущая кварцевые пески; расположенная восточнее визейско-среднекаменноугольная флишеидная мощностью 1500 м несет известковые полимиктовые песчаники и содержит прослой кварцевых песков, а на границе с Уралом флишевая формация верхнего карбона — нижней перми имеет мощность несколько тысяч метров и сложена лититовыми и полимиктовыми граувакками.

Существует множество аспектов внедрения петрографии песчаных пород в практику формационного анализа. В будущем, по-видимому, произойдет тесное проникновение этих дисциплин друг в друга так, как это происходит в магматической петрографии и учении о магматических формациях. В осадочной петрографии и формациологии этот процесс замедлен из-за меньшей упорядоченности явлений и более многообразных и сложных связей. Нельзя не видеть также, что даже в описательной части осадочная петрография отстает от магматической по крайней мере на 60—80 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задачи практического изучения песчаных пород и требования к ним в различных отраслях промышленности освещаются в обширной специальной литературе [42; Вахрамеев С. В., 1961 г.; Борзунов В. М., 1971 г.; Григорьев М. Б., Немировская М. Г., 1974 г. и др.]. Частью общих вопросов являются задачи практической петрографии, направленные на установление связей полезных ископаемых с определенными минеральными видами песчаных отложений, а также петрографические оценки самих песков и песчаников в свете требований промышленности. Песчаные породы оцениваются по следующим основным направлениям.

1. Как коллекторы воды, нефти и газа. Они являются главными углеводородными и водными коллекторами: с песками и песчаниками связано около 80 % общих запасов нефти и газа, по-видимому, еще более высок процент запасов подземных вод. Между коллекторскими свойствами и минеральным составом существует сильная опосредованная связь, проявленная через структурную зрелость: коллекторские свойства улучшаются в ряду граувакки, аркозы — их кварцевые разности — олигомиктовые — кварцевые песчаные отложения. Качество подземных вод зависит от состава песчаных коллекторов.

2. Как концентраторы минералов и элементов химического, биохимического и биогенного происхождения — Fe, Mn, Cu, Cr, Mo, Pb, Zn, V, U, Sr, фосфатных минералов и глауконита. Практически все минеральные виды песчаных пород способны давать повышенные или промышленные концентрации каждого из отмеченных элементов и минералов, однако существует определенная тенденция накопления их в определенных минеральных видах. Повышенная локализация железа осуществляется преимущественно в олигомиктовых песках, марганца — в олигомиктовых песках и зрелых аркозах, меди — в кислых граувакках и аркозах, ванадия, молибдена, хрома — в основных граувакках, обогащенных органикой, свинца и цинка — в аркозах, урана и золота — в аркозах, олигомиктовых и кварцевых песках, фосфатов и глауконита — в олигомиктовых и кварцевых породах.

3. Как концентраты минералов — продуктов естественного шлихования в адъюнктивно-минеральной группе песков. Здесь также существует определенная переменная зависимость между составом концентрата и составом основной породообразующей части: циркон-рутил-монацитовые, циркон-турмалин-апатитовые, гранат-цирконовые, касситеритовые накопления парагенетически связаны с аркозами, наоборот, титаномагнетитовые, магнетит-гематитовые, хромитовые заключены в умеренно дифференцированных петрокластических граувакках. В обоих случаях опережающее созревание нерудной части в ходе абразии может приводить к формированию олигомиктовых и кварцевых песков — спутников рудных обломочных компонентов.

4. Как носители малых минералов-аксессуаров — золота, платины, алмазов, рубинов, сапфиров и других драгоценных камней. Месторождения золота протерозойского возраста, дающие около 50 % общей мировой добычи (без данных по СССР) заключены преимущественно в кварцевых конгломератах и сопряженных с ними кварцевых песчаниках. В песчаниках фанерозоя связь с золотом более сложная, так же как с россыпями платины, алмазов и драгоценных камней. Современные россыпи алмазов, например, концентрируются в пестрых по составу осадках, а литологическими ловушками в платформенных отложениях мезозоя — кайнозоя являются исключительно кварцевые пески.

5. Как непосредственное сырье узкого назначения — в литейном производстве (формовочные пески), в производстве динаса, фарфоро-фаянса, стекла, для получения элементарного кремния и в некоторых других отраслях [42]. Промышленная оценка песков производится сначала в свете требований, предъявляемых к формовочным, затем к стекольным и пескам специального назначения; после установления их непригодности для специальных целей они могут быть использованы в массовом производстве. Наиболее жесткие требования предъявляются к формовочным пескам, которые должны быть высококварцевыми (в классе ИК должно быть $\text{SiO}_2 > 97\%$), обладать определенной размерностью, сортировкой, формой зерен, газопроницаемостью и прочностью на сжатие. В зависимости от этих параметров формовочные пески подразделяются на 70 марок.

В производстве динаса, флюсов, силикосплавов применяются кварцевые пески и молотые кварциты, требования к которым предусмотрены соответствующими стандартами.

По мере уменьшения SiO_2 и увеличения примесей железа, кальция, магния, хрома, титана, ванадия, ОВ, глины, ухудшения сортировки и некоторых других показателей кварцевые пески последовательно применяются в фарфоро-фаянсовом производстве, для изготовления оптического, бесцветного, бутылочного и технического стекла. Чистые, содержащие мало

примесей полевошпатсодержащие пески применяются в стекольной промышленности во многих районах, не обеспеченных кварцевым сырьем.

6. Как сырье массового потребления используется около 90 % добываемого песка и гравия. В производстве портландцемента применяются кварцевые и олигомиктовые пески ($\text{SiO}_2 > 90\%$). Предпочтительно кварцевые пески и высококварцевые аркозы используются для изготовления силикатного кирпича. Большинство песков, предназначенных для строительства, не лимитируется какими-либо определенными химическими и минералогическими показателями. Более важны регламентируемые существующими нормами гранулометрических состав, количество глинистой составляющей, количество слюды, сульфидов, растительных остатков и некоторые другие показатели.

Вулканический пепел и пемза применяются при изготовлении легкого бетона, строительной керамики, при засыпке перекрытий. Во многих странах для производства портландцемента и извести используются ракушечные пески современных пляжей. Песчаники и кварциты широко применяются в качестве бутового и облицовочного фасадного камня. И, как было сказано в одной из лучших книг о песках и песчаниках [24, с. 22], «может быть, самое важное значение песка в том, что в него любят играть дети».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альбов М. Н.* Опробование месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 232 с.
2. *Васильев В. П.* Терригенные легкие минералы некоторых морей и климатическая зональность.— *Литология и полезн. ископ.*, 1980 г., № 1, с. 26—39.
3. *Верзилин Н. Н.* Методы палеогеографических исследований. Л., Недра, 1979. 248 с.
4. *Глинистые минералы терригенных отложений/И. Д. Зхус, С. Г. Саркисян, Л. Н. Макарова, Л. В. Власова.* М., Наука, 1977. 110 с.
5. *Головенок В. К.* О терминологии и классификации кварцевых песчаных пород. — *Вестн. Ленингр. гос. ун-та*, 1960, № 6, с. 147—153.
6. *Граувакки/Ред. В. Д. Шутов.* — *Тр. ГИН АН СССР*, 1972, вып. 238, 246 с.
7. *Гриффитс Дж.* Научные методы исследования осадочных пород. М., Мир, 1971. 422 с.
8. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., Мир, 1964. Т. 1. 371 с.; 1965. Т. 2. 405 с.; 1966. Т. 3. 316 с.; т. 4. 481 с.; т. 5. 406 с.
9. *Карбонатные породы/Ред. Дж. Чилингар и др.* Т. 1—2. М., Мир, 1970. Т. 1. 268 с.; 1971. Т. 2. 268 с.
10. *Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород/Ред. Г. С. Дзоценидзе.* Тбилиси, изд-во ЦК КП Грузии, 1970. 262 с.
11. *Корчагина Ю. И., Четверикова О. П.* Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М., Недра, 1976. 232 с.
12. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М., 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 3).
13. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — *Литология и полезн. ископ.*, 1975, № 2, с. 23—44.
14. *Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород.* Изд-во Моск. гос. ун-та, 1979. 272 с.
15. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высш. школа. 1984. 416 с.
16. *Малеев Е. Ф.* Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977. 214 с.
17. *Мизенс Г. А.* Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала. Свердловск, 1980, 60 с. (Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР).

18. Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 1—2. М., Недра, 1968. Т. 1. 500 с.; т. 2. 666 с.
19. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, Наука, 1977. 322 с.
20. Новиков В. А. Типизация и унификация методов минералогических анализов шлихов и рыхлых пород. М., 1970. 87 с. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 94).
21. Окнова Н. С. Вещественный состав и типоморфные особенности минералов ергенинской свиты Русской платформы.—Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 273, с. 37—44.
22. Перовио Г. Н. Эпигенез терригенных пород юры и мела Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1971. 158 с.
23. Петтиджон Ф. Осадочные горные породы. М., Недра, 1981. 752 с.
24. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 536 с.
25. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 116 с. (Геол. ин-т Кольск. филиала АН СССР).
26. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., Наука, 1980. 152 с.
27. Проблемы осадочной геологии докембрия/Ред. А. В. Сидоренко. Т. 1—2. М., Недра, 1975, вып. 4. Т. 1. 328 с.; т. 2. 344 с.
28. Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород — коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974. 233 с.
29. Розен О. М. Древнейшие терригенные породы Земли. Расчет исходного минерального состава и типизация условий литогенеза.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 76—91 (Геол. ин-т Кольск. филиала АН СССР).
30. Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минерального состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201—252.
31. Рухин Л. Б. Основы литологии. 1-е изд. Л., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.; 3-е изд. Л. Недра, 1969. 703 с.
32. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М., Недра, 1981. 370 с.
33. Симанович И. М. Кварц песчаных пород. М., Наука, 1978. 154 с.
34. Смирнова Н. В. Типы цемента в песчаниках и алевролитах.—Тр. ин-та геологии и разработки горючих ископ. АН СССР, 1960, вып. 1, с. 247—259.
35. Современные методы минералогического исследования/Ред. Е. В. Рожкова. Ч. 1—2. М., Недра, 1969. Ч. 1. 280 с.; ч. 2. 318 с.
36. Сочава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., Наука, 1979. 208 с.
37. Справочник по литологии/Ред. Н. Б. Вассоевич и др. М., Недра, 1983. 510 с.
38. Справочное руководство по петрографии осадочных пород/Ред. В. Б. Татарский, Л. Б. Рухин. Т. 1—2. Л., Гостоптехиздат, 1958. Т. 1. 486 с.; т. 2. 520 с.

39. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., изд-во АН СССР, 1960, Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.; 1962. Т. 3. 550 с.

40. *Теодорович Г. И.* О классификации песчаников на основе вещественного состава четырех обломочных компонентов и характера цемента.— В кн.: Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. М., Наука, 1966, с. 125—166.

41. *Толковый словарь английских геологических терминов/Ред. М. Гери и др.* Т. 1—3. М., Мир, 1977. Т. 1. 590 с.; 1978. Т. 2. 588 с.; 1979. Т. 3. 546 с.

42. *Требования промышленности к качеству минерального сырья.* М., Госгеолтехиздат, 1959, вып. 2. 58 с.; 1960, вып. 12. 28 с.; 1961, вып. 7. 40 с.; 1962, вып. 29. 72 с.; вып. 32. 124 с.; 1963, вып. 30. 58 с.; вып. 74. 64 с.

43. *Формации сакмарского аллохтона (Южный Урал)/И. В. Хворова, Т. А. Вознесенская, Б. П. Золотарев и др.* М., 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 311).

44. *Хворова И. В.* Геосинклиналильные кремнеобломочные породы и условия их формирования.— *Литология и полезн. ископ.*, 1974, № 2, с. 36—48.

45. *Цехомский А. М., Карстенс Д. И.* Кварцевые пески, песчаники и кварциты СССР. Л., Недра, 1982. 158 с.

46. *Чайка В. М.* Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1966, вып. 1, с. 200—218.

47. *Чейз Ф.* Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 126 с.

48. *Шатский Н. С.* Избранные труды. М., Наука, 1965. Т. 3. 348 с.

49. *Шванов В. Н.* Песчаные породы и методы их изучения. Распространение, структуры, текстуры. Л., Недра, 1969. 248 с.

50. *Шванов В. Н.* Периодичность и направленность тектонических процессов и рядов осадочных формаций.— В кн.: Периодические процессы в геологии. Л., Недра, 1976, с. 186—241.

51. *Шванов В. Н.* Опыт классификации осадочных формаций по вещественным (литомологическим) признакам.— *Вестн. Ленингр. гос. ун-та*, 1982. № 24, с. 43—52.

52. *Шванов В. Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ: Южный Тянь-Шань. Л., изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1983. 216 с.

53. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 2-е изд. 1948. 386 с.; 3-е изд. 1958. 416 с.

54. *Шутов В. Д.* Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— *Литология и полезн. ископ.*, 1965, № 1, с. 95—112.

55. *Шутов В. Д.* Классификация песчаников.— *Литология и полезн. ископ.*, 1967, № 5, с. 86—103.

56. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М., 1975. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 278).

57. *Condie K. C., Macker J. E., Reimer T. O.* Petrology and Geochemistry of Early Precambrian from the Fig Tree Group.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, N 9, p. 2759—2776.

58. *Klein G.* Analysis and review of sandstone classification in the North American geological literature, 1940—1960.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 5, p. 555—576.

59. *Krynine P. D.* Petrology and genesis of Third Bradford Sand.—Pennsylvania State Coll. Bull., 29, 1940, 134 p.

60. *Middleton G. V.* Chemical composition of sandstones.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, N 7, p. 1011—1026.

61. *Sibley D. F.* K-feldspar cement in the Jacobsville sandstones.—Journ. Sed. Petrol., 1978, v. 48, N 3, p. 983—985.

62. *Sippel R. F.* Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography.—Journ. Sed. Petrol., 1968, v. 38, p. 530—554.

63. *Whetten J. T., Hawkins J. W.* Diagenetic origin of graywacke matrix minerals.—Sedimentology, 1970, v. 15, N 3/4, p. 347—362.

•

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Природа компонентов и методы изучения песчаных пород и осадков	6
Глава II. Обломочные породообразующие компоненты	31
Глава III. Породообразующие существенно аутигенные минералы	51
Глава IV. Цементы	83
Глава V. Петрографическая классификация песчаных пород	110
Глава VI. Химический состав песчаников и методы распознавания их минеральных видов	127
Глава VII. Семейство олигомиктово-кварцевых пород	143
Глава VIII. Семейство аркозов	164
Глава IX. Семейство граувакк	183
Глава X. Классы адъюнктивно-минеральных песчаных и переходных пород	209
Глава XI. Происхождение минеральных видов песчаных пород и задачи петрографии	238
Заключение	262
Список литературы	265

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Валентин Николаевич Шванов

**ПЕТРОГРАФИЯ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД
(КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ,
СИСТЕМАТИКА И ОПИСАНИЕ
МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ)**

Редактор издательства В. И. Александрова
Переплет художника В. М. Иванова
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 6098

Сдано в набор 24.10.86. Подписано в печать 16.03.87. М-20990. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17. Усл. кр.-отт. 17. Уч.-изд. л. 18,86. Тираж 3300 экз. Заказ 2733/699. Цена 1 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, Фарфоровская ул., 18.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 191126, Ленинград, Социалистическая ул. 14.