



Санкт-Петербургский
государственный
университет
spbu.ru

М. В. Платонов, М. А. Тугарова

Петрография обломочных и карбонатных пород

Учебно-методическое пособие

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

М. В. Платонов, М. А. Тугарова

ПЕТРОГРАФИЯ ОБЛОМОЧНЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Учебно-методическое пособие



ИЗДАТЕЛЬСТВО САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

УДК 552.5
ББК 26.31
П89

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук А. Б. Кузнецов (ИГГД РАН), д-р геол.-минер. наук С. Т. Ремизова (Рос. гос. пед. ун-т им. А. И. Герцена), канд. геол.-минер. наук С. В. Петров (С.-Петербург. гос. ун-т)

*Рекомендовано в печать
Редакционно-издательской комиссией
Института наук о Земле
Санкт-Петербургского государственного университета*

Платонов М. В., Тугарова М. А.

П89 Петрография обломочных и карбонатных пород: учеб.-метод. пособ. 2-е изд., перераб. и доп. — СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2017. — 80 с.

ISBN 978-5-288-05748-9

Приводится общая характеристика обломочных и карбонатных пород, их петрографические признаки, рассматриваются компонентные (минеральные) и структурные классификации. Даны схемы петрографического описания и примеры описания шлифов. Соответствует программе практических занятий по петрографии осадочных пород, рекомендуется для практических и самостоятельных занятий по курсу «Литология».

Предназначено для студентов-геологов. Может быть полезно преподавателям соответствующих дисциплин.

УДК 552.5
ББК 26.31

Учебное издание

ПЛАТОНОВ Михаил Вячеславович, ТУГАРОВА Марина Александровна

ПЕТРОГРАФИЯ ОБЛОМОЧНЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Учебное-методическое пособие

Редактор Е. В. Гуреева-Преображенская

Корректор М. А. Логинова

Компьютерная верстка Е. М. Воронковой

Обложка И. В. Тачиной

Подписано в печать 22.08.2017. Формат 70×100 ¹/₁₆. Усл. печ. л. 6,5.

Планируемый тираж 500 экз. 1-й завод — 70 экз. Заказ № .

Издательство Санкт-Петербургского университета.

199004, Санкт-Петербург, В.О., 6-я линия, д. 11.

Тел./факс +7(812) 328-44-22 publishing@spbu.ru publishing.spbu.ru

Типография Издательства СПбГУ. 199034, Санкт-Петербург, Менделеевская линия, д. 5.

ISBN 978-5-288-05748-9

© М.В.Платонов, М.А.Тугарова, 2017

© Санкт-Петербургский университет, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ — КЛАСТОЛИТЫ	5
1.1. Структурная классификация обломочных пород.....	5
1.2. Род псаммитолиты — пески и песчаники	6
1.2.1. Как отличить собственно обломочные зерна (минералы) от аутиген- ных минералов, составляющих цемент или развивающихся как вто- ричные по обломочным	9
1.2.2. Структуры песчаных пород	11
1.2.3. Минеральный состав песчаных пород	20
1.2.4. Петрографическая классификация песчаных пород	31
1.2.5. Количественный подсчет минеральных компонентов под микроско- пом	34
1.2.6. Схема петрографического описания шлифа песчаной породы	36
2. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ — КАРБОНАТОЛИТЫ	49
2.1. Классификация карбонатных пород по минеральному составу.....	49
2.2. Структурные классификации	53
2.3. Вторичные (постседиментационные) изменения	58
2.4. Пористость карбонатных пород.....	61
2.5. Схема петрографического описания.....	62
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	73
Приложение 1. Схема для определения органических остатков в шлифах осадоч- ных пород.....	74
Приложение 2. Оптические признаки слоистых алюмосиликатов.....	76
Приложение 3. Диагностические свойства рудных минералов	78
Литература.....	80

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1998 г. вышла в свет монография «Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов», созданная большим авторским коллективом под редакцией В. Н. Шванова, которая рекомендована Подкомиссией по классификации осадочных пород Национального комитета геологов России для геологов Российской Федерации и стран СНГ. В этой книге на основе обобщения обширного материала по осадочным породам и их аналогам — современным осадкам и метаморфическим породам — приводятся основополагающие принципы и развернутая система классификации осадочных пород по их вещественно-структурным признакам.

Использование объективных признаков — вещественного состава и структур осадочных пород — позволяет унифицировать названия осадочных образований и является безусловным прорывом в петрографии осадочных пород.

Освоение сложной номенклатуры осадочных образований необходимо внедрять в сознание будущих геологов со студенческой скамьи. Как показывает практический опыт, восприятие этой области знаний студентами — процесс сложный, что усугубляется отсутствием доступных современных учебных пособий по петрографии осадочных пород. «Систематика...», изданная тиражом 800 экземпляров, давно стала библиографической редкостью.

Данным учебным пособием, опираясь на основные понятия и принципы, изложенные в «Систематике...», авторы попытались частично восполнить пробел в этой области. Пособие содержит рекомендации по овладению основными понятиями петрографии осадочных образований, начальными навыками описания и корректного названия осадочных пород.

1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ — КЛАСТОЛИТЫ

Обломочными породами, или кластолитами, принято называть осадочные породы с *обломочной* структурой кварц-силикатного состава (за исключением тонкодисперсных, глинистых пород) (Фролов, 1993).

Основным компонентом обломочных пород являются обломки минералов или горных пород. Генетически, т. е. по происхождению, минералы и горные породы, составляющие обломки, имеют более древний возраст, чем минералы и породы данного осадочного цикла. Другими словами, образование обломочных структур в классическом варианте происходит путем разрушения более древних пород, перемещения продуктов разрушения под действием различных агентов, их трансформации в процессе перемещения (дробление, истирание, окатывание) и отложения.

Именно поэтому обломки, или обломочные зерна, как правильнее их называть, имеют специфический облик, и их легко отличить в шлифе от других структурных компонентов, а также от минералов необломочного происхождения (т. е. аутигенных, образовавшихся в породе после осаждения осадка).

Обломочными структурами обладают не только обломочные породы, но и многие другие, например известняки, бокситы, фосфоритолиты и пр. Обломочные зерна в них представлены соответственно карбонатами, минералами окислов и гидроокислов алюминия, фосфатным веществом. Но в этих породах обломочные структуры встречаются не часто и не являются основными. Поэтому, как правило, обломочные зерна присутствуют в необломочных породах совместно с другими структурными компонентами — оолитами, пизолитами, биоконгломератами и др.

Только для обломочных пород обломочная структура является основной. При этом обломки, по определению, имеют кварц-силикатный состав, т. е. представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и другими силикатными минералами, а также обломками магматических, метаморфических и осадочных пород. Именно минеральным составом обломочных зерен они и отличаются от других пород с обломочной структурой и выделяются в класс кварц-силикатных обломочных пород. При этом, в соответствии с принципами классификации осадочных пород, обломочные зерна кварц-силикатного состава должны оставлять более 50 % объема породы и, соответственно, площади шлифа.

1.1. Структурная классификация обломочных пород

По структурному признаку, а именно по наличию обломочных структур, в надклассе силикатных пород выделяется семейство обломочных пород, или кластолитов (Систематика..., 1998). Для дальнейшего деления обломочных пород на рода используется размер обломочных зерен. Это главный структурный признак обломков и самих пород, так как он определяет поведение (т. е. скорость, дальность, характер переноса и осаждения) обломочных частиц в ходе седиментогенеза. Размерные границы между родами выбраны не формально, а в результате многолетнего изучения обломочных пород разными авторами. Они соответствуют в той или иной степени естественным границам, которые обусловлены природой частиц разной размерности.

Итак, в семействе обломочных пород и их аналогов по размеру обломочных зерен выделяются четыре рода/подрода:

- 1) мачиниты (> 10 м) — утесовые породы,
- 2) псефитолиты (10 м–2 мм) — грубообломочные породы,
- 3) псаммитолиты (2–0,05 мм) — пески и песчаники (песчаные породы),
- 4) алевролиты (0,05–0,005 мм) — алевритовые породы.

Для более дробного деления пород на структурные виды используется уже комплекс структурных признаков, главным из которых остается размер зерен, а также окатанность или неокатанность (угловатость) обломков и сцементированность пород. В таблице 1 приведена структурная классификация всех обломочных пород по вышеперечисленным признакам. Признак окатанности зерен используется и отражается в названии только грубообломочных пород. Для песчаных пород этот признак в название не выносится, но обязательно *изучается* при описании шлифов. Для алевритовых пород изучение окатанности зерен смысла не имеет, так как зерна алевритовой размерности не окатываются в процессе седиментогенеза. Предельным размером, ниже которого обломочные частицы не окатываются и почти всегда имеют угловатую форму, считается размер 0,1–0,05 мм.

Далее речь пойдет только о песчаных породах, потому что среди обломочных пород именно они являются основным предметом петрографического изучения.

1.2. Род псаммитолиты — пески и песчаники

Структуры и петрографический состав более крупных по размеру зерен грубообломочных пород, как правило, изучаются непосредственно при полевых работах — в обнажениях, кернах и т.д. Связано это в первую очередь с тем, что большие размеры обломков и, соответственно, их вес физически не позволяют исследователю отобрать представительные образцы. Отбираются только характерные образцы зерен и цемента для уточнения их вещественного состава в камеральных условиях. Поэтому непосредственно при полевых исследованиях линейкой измеряются поперечники обломочных зерен (около 100 штук), а также по возможности определяется минеральный (петрографический) состав обломков и их соотношение в породе.

В качестве примеси в песчаных, а также глинистых породах практически всегда присутствуют частицы алевритовой размерности. Чистые алевритовые породы мало распространены в природе. Гораздо чаще частицы алевритовой размерности встречаются как один из компонентов смешанных песчано-алевро-глинистых пород, наиболее развитых в четвертичных и современных отложениях.

Петрографическое изучение алевролитов и зерен алевритовой размерности в виде примеси производится в шлифах под микроскопом идентично описанию и изучению песчаных пород, но только при бóльших увеличениях микроскопа (20х, 40х). При этом минеральный и структурный составы алевритовых пород менее разнообразны: в них нет обломков пород, не встречаются окатанные зерна, меньше структурных типов цементов и пр.

Таблица 1. Структурная классификация обломочных пород и их аналогов

Семейство, структуры	Рода, структуры	Размеры обломков	Породы и их аналоги						Микститы (A=10–50 %)
			Идиолитические (главного компонента A >50 %)				Сцементированные		
			Не сцементированные		Окатанные				
			Окатанные	Не окатанные	Окатанные	Не окатанные			
Обломочные — кластолитовые	Утесовые	> 10 м	—	—	—	—	—	Утесовый микстит, мачинит	
		10–1 м: крупные (10–5 м), мелкие (5–1 м)	Глыбовые валуны	Глыбы	—			Глыбовый, валунно-глыбовый микстит	
	Песчито-валунные	1 м–10 см: крупные (1 м–50 см), средние (50–25 см), мелкие (25–10 см)	Валуны	Отломы (блоки)	Валунный конгломерат	Отломовая (блоковая) брекчия	Блоковый, валунный микстит		
		10–1 см: крупные (10–5 см), средние (5–2,5 см), мелкие (2,5–1 см)	Галька	Щебень	Галечниковые конгломераты	Щебеночные брекчии	Щебневый, галечный микстит		
		1 см–2 мм: крупные (1 см –5 мм), мелкие (5–2 мм)	Гравий	Дресва	Гравелиты	Дресвяники	Дресвяный, гравийный микстит		

Семейство, структуры	Рода, структуры	Размеры обломков	Породы и их аналоги				Микститы (A=10–50 %)
			Идиолитические (главного компонента A >50 %)				
			Не сцементированные		Сцементированные		
			Окатанные	Не окатанные	Окатанные	Не окатанные	
Обломочные — кластолитовые	Псаммитовые	2–0,05 мм: грубые (2–1 мм), крупные (1–0,5 мм), средние (0,5–0,25 мм), мелкие (0,25–0,1 мм), тонкие (0,1–0,05 мм)	Пески		Песчаники	Смешанные породы (треугольные диаграммы «глины – алевриты – пески»)	
	Алевритовые	0,05–0,005 мм: крупные (0,05–0,01 мм), тонкие (0,01–0,005 мм)	Алевриты		Алевриты (алевритовый сланец метаморфизованный)		
	Пелитовые	< 0,005 мм: грубые (0,005–0,001 мм), тонкие (<0,001 мм)	Пелиты: илы, глины		Пелитолиты: глины, аргилиты, сланцы (метаморфизованные)		
Пелитовые							

1.2.1. Как отличить собственно обломочные зерна (минералы) от аутигенных минералов, составляющих цемент или развивающихся как вторичные по обломочным

Песчаные породы состоят из *трех* основных структурных компонентов:

- обломочных зерен;
- цементирующей массы, или цемента;
- порового пространства, или пустот.

Чтобы правильно описывать шлифы обломочных пород, прежде всего надо научиться различать эти структурные компоненты. Это касается и других типов пород. Студенты часто ошибочно определяют как обломочные минералы явно аутигенного (вторичного) происхождения, заполняющие в породе первичные пустоты или развивающиеся по первичным минералам. Такие ошибки приводят к неправильному определению типа породы.

Обломочные зерна. При их определении используются следующие признаки.

1. Четкие контуры зерен, хорошо видимые в параллельных или скрещенных направлениях — они резко отделяют обломки от цементирующей массы.
2. Подчеркивание контуров зерен пленками различного состава (глинистого, железистого), которые обволакивают обломки, или кристаллическими (регенерационными) каймами, обычно кварцевыми, которые наращивают зерна (см. рис. 4).
3. Специфическая форма зерен, изменяющаяся в диапазоне от угловатой до окатанной. *Другой форма обломков быть не может.* Если в шлифе вы видите зерна (кристаллы) с хорошо выраженными кристаллографическими формами или, наоборот, с неясными, расплывчатыми, неправильными, лапчатыми контурами, то скорее всего перед вами аутигенные минералы, не обломочного, а вторичного, эпигенетического происхождения.

Существуют исключения, когда обломочные зерна не имеют угловатую или округлую форму:

1. Конформнозернистые или различного рода бластические структуры, свойственные обломочным породам, находящимся на стадии позднего катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма (см. рис. 5); подробнее о них будет рассказано ниже.
2. Коррозионные, растворенные с поверхности обломочные зерна, замещенные цементирующей массой или вторичными минералами, развивающимися по обломкам, вплоть до полного их исчезновения (уничтожения). Процессы, приводящие к этому, изменяют форму обломков, контуры которых становятся неясными или неправильными, волнистыми. Правильно распознать обломочную часть в этом случае можно по общей структуре породы, минеральному составу, реликтам первичной структуры и другим прямым и косвенным признакам. Все это требует детального и внимательного изучения шлифа и соответствующего опыта, который приходит со временем.
3. Специфический облик самих обломочных (как правило, второстепенных и акцессорных) минералов, например слюд, которые имеют пластинчатую форму. В шлифах их обычно можно наблюдать в поперечных плоскости спайности срезах в виде удлинённых тонких чешуек. Кроме того, поскольку слюды

являются мягкими минералами, их пластинки, чешуйки могут приобретать изогнутые формы под давлением более твердых порообразующих минералов (кварц и пр.). Такому же сдавливанию может быть подвержен глауконит и некоторые другие минералы.

Цемент. Цементирующая масса, или цемент обломочных пород — это вещество, заполняющее промежутки между зернами и обломками в породах, превращающее рыхлый осадок в обломочную породу (Геологический словарь, 1955).

Цемент представлен вторичными (аутигенными), в основном диагенетическими и катагенетическими минералами, которые показывают историю становления и преобразования породы. Цемент заполняет пространство между зернами и, как правило, выглядит как однородная масса. Но в состав цемента могут входить два и более минералов, каждый из которых обладает своим структурным типом. В природе встречаются также бесцементные породы.

В литологии существует понятие *заполнитель*, или *матрикс*, свойственный очень многим песчаным породам складчатых областей. Под матриксом понимается тонкое глинистое вещество, в котором «плавают», не соприкасаясь друг с другом, обломочные зерна. Особенностью образования матрикса является одновременное осаждение глинистых частиц с песчаными обломками.

Надо иметь в виду, что цемент, как правило, состоит из аутигенных минералов, но сами они не обязательно являются цементом и могут развиваться по обломочным зернам, остаткам организмов, самому цементу, а также заполнять пустоты и трещины. Перечислим признаки, по которым может быть установлена аутигенная природа минералов:

1. Идиоморфизм — существование совершенных кристаллических ограничений зерен, лишенных следов механической обработки.
2. В случае неправильных кристаллических очертаний — подчинение контурам расположенных рядом и образованных ранее кристаллов или обломков.
3. Выстилание и выполнение пор, каверн и трещин.
4. Присутствие в виде инкрустирующих (выполняющих, заполняющих пустоты кристаллов), крустификационных (обрастающих, например, остатки организмов кристаллов) или регенерационных (обрастающих кристаллами кварца кварцевых зерен) каевок.
5. Замещение обломочных зерен веществом, имеющим отчетливую связь с цементом.
6. Характерная форма кристаллических агрегатов, свидетельствующая об образовании их по органическим остаткам.
7. Присутствие «чистых», прозрачных зерен без следов выветривания или растворения, но часто содержащих включения, захваченные в процессе роста, что характерно для вторичных минералов.

Поровое пространство, или пустоты, поры. Это промежутки между отдельными зернами, слагающими породы, а также пустоты размером до 1 мм в твердых породах (Геологический словарь, 1955).

Поры бывают первичными и вторичными. В процессе отложения чистый песчаный осадок, как правило, является сильно пористым. Но даже в этом случае поры могут заполняться более мелким алевритовым или глинистым материалом. Оформившиеся песчаные породы обычно хорошо сцементированы и не имеют пор

или малопористы. Но в некоторых случаях из-за участкового развития цемента, его отсутствия или растворения поровое пространство часто может быть широко распространено.

Поры — важный структурный элемент песчаных пород, который несет информацию о вторичных процессах, развивающихся в диа- и катагенезе, а также о том, может ли порода служитьместилищем жидких и газовых полезных ископаемых. Поэтому в шлифе необходимо оценивать размеры пор, их форму и площадь, которую они занимают.

1.2.2. Структуры песчаных пород

Структуры обломочных зерен

Размер обломков — это главная структурная характеристика песчаных пород. Исследование распределения обломков по размерным фракциям считается одним из важных направлений изучения песчаников и других обломочных пород. По размерам обломочных зерен литологи могут судить о том, в каких динамических условиях происходило накопление песков: при каких скоростях породообразующего потока (течения и ветра), в каких фациальных условиях (речные отложения или морские), как быстро формировался осадок.

По размерам обломков песчаные породы (псаммитовые) делятся на пять классов (см. табл. 1). Изучение спектра размеров обломочной части называется в литологии гранулометрическим анализом, характеристика породы по размеру обломков — гранулометрическим составом песков и песчаников.

Гранулометрический анализ в шлифах производится путем непосредственного измерения поперечников зерен в поле зрения микроскопа. Измерение проводят линейкой, вмонтированной в окуляр, предварительно определив с помощью объект-микрометра цену деления линейки для разных объективов (табл. 2). Объект-микрометр представляет собой металлическую пластинку с кварцевым «окошком», на котором нанесен отрезок с поперечной штриховкой длиной в 1 мм (прилагается к набору микроскопа ПОЛАМ С-113, РП-1).

Таблица 2. Цена деления окулярной линейки в различных моделях микроскопов, мм

Увеличение объектива	ПОЛАМ РП-1 (окуляр 10х)	ПОЛАМ С-113 (окуляр 6,3х)	МП-2 (окуляр 6х)
4х, 3х, 3х	0,02	0,033	0,053
10х, 9х, 8х	0,008	0,012	0,02
25х, 20х, 20х	0,0032	0,0057	0,0077
40х	0,002	0,0027	0,0039
60х	0,0013	0,0018	0,0026

Упрощенная схема определения гранулометрического состава выглядит следующим образом:

1. Строится таблица, где в графах даны классы зернистости породы, значения границ классов в миллиметрах и в делениях окулярной линейки при соответствующем увеличении (табл. 3).

2. При точных анализах на покровном стекле тушью или другими средствами проводится несколько линий, параллельных краю шлифа. Расстояние между ними должно быть больше среднего диаметра обломков. Измеряются минимальные поперечники всех зерен, попавших на эти линии. При упрощенной схеме работа ведется по воображаемым линиям путем постепенного перемещения шлифа параллельно окулярной линейке, стоящей «горизонтально», например с помощью шлифоводителя.
3. Результат измерения каждого зерна заносится в таблицу фиксированием не конкретного числового значения размера, а меткой в виде «палочки», соответствующей попаданию зерна в тот или иной размерный класс. Количество зерен, необходимое для подсчета, не должно быть менее 100.
4. По результатам замеров рассчитываются количественные проценты содержания гранулометрических классов в породе.

С более точной методикой проведения гранулометрического анализа в шлифах можно познакомиться в книге В. Н. Шванова «Песчаные породы и методы их изучения» (1969).

Таблица 3. Ведомость проведения гранулометрического анализа в шлифах

Класс зернистости песков и название примеси	Границы классов, в мм	Границы классов, в делениях окулярной линейки	Результаты подсчета зерен	Количество зерен, шт.	Содержание, в количественных %
Гравелитовая	> 2	> 167	—	—	—
Грубый	2–1	167–83	—	—	—
Крупный	1–0,5	83–42		6	4
Средний	0,5–0,25	42–21		15	10
Мелкий	0,25–0,1	21–8		72	48
Тонкий	0,1–0,05	8–4		39	26
Алевритовая	< 0,05	< 4		18	12
С у м м а				150	100

Еще более простой способ — это измерение нескольких десятков произвольно выбранных зерен окулярной линейкой в различных частях шлифа. При этом определяются максимальный, минимальный и приблизительно средний размеры зерен в миллиметрах. Следует помнить, что в шлифе зерна имеют меньший размер, чем на самом деле:

$$D_{\text{ист}} = 1,32 D_{\text{изм}},$$

где $D_{\text{ист}}$ — истинный средний диаметр зерна, $D_{\text{изм}}$ — измеренный средний диаметр зерна.

Результатом анализа размеров обломочных зерен является определение класса зернистости и соответствующей структуры, которая вносится в название породы. Так, для песчаника, пример изучения состава которого приведен в табл. 3, структура определяется как тонко-мелкозернистая, соответственно название породы —

тонко-мелкозернистый песчаник. При этом на второе место ставится название того класса, содержание зерен в котором больше.

В песках и песчаниках также могут присутствовать примеси непесчаной размерности — гравийные, алевроитовые, глинистые (содержание последних в шлифах не определяется). Их наличие и количество фиксируется в ходе гранулометрического анализа и отражается в названии породы. Для вышеупомянутого образца (см. табл. 3) название будет выглядеть так: алевроитистый тонко-мелкозернистый песчаник. Слово «алевритистый» говорит нам о присутствии в песчаной породе частиц алевроитовой размерности (0,05–0,005 мм), а суффикс «-ист-» — об их содержании (5–25 %). Другой пример такого названия — гравелитистый. Но если в породе содержание примеси становится выше — от 25 до 50 %, — то суффикс прилагательного изменяется на «-ов-» (алевритовый, гравелитовый). Это общее правило для примесей во всех типах пород. Исключение из него составляют следующие названия примесей:

- содержание 5–25 % — слабоглинистый, слабокремнистый, слабожелезистый, песчанистый;
- содержание 25–50 % — сильноглинистый, сильнокремнистый, сильножелезистый, песчаный.

Сортированность — это еще один структурный признак песчаных пород, позволяющий судить о том, в каких условиях и как долго накапливался песчаный осадок. Песчаные частицы могут относиться в основном к какому-либо одному размерному классу или могут распределяться приблизительно равномерно по нескольким классам. В соответствии с этим породу называют хорошо сортированной, средне или плохо сортированной. В хорошо сортированных песках и песчаниках более 90 % частиц сосредоточено в одном классе, название которого вводится в название породы — «грубозернистый», «тонкозернистый» песок или песчаник. Если более 90 % частиц сосредоточено не в одном, а в двух классах, порода определяется как среднесортированная и называется в соответствии с названиями этих классов «грубо-крупнозернистый песчаник», «мелко-тонкозернистый песок». При этом на второе место ставится название того класса, содержание зерен в котором больше. Если 90 % частиц распределено более чем в двух классах, порода относится к плохо сортированной.

Надо отметить, что такая оценка сортированности песков и песчаников является предварительной, сильно упрощенной, а иногда и ошибочной. Так, если разброс размеров зерен песчаной породы занимает относительно узкий интервал, соответствуя критерию хорошо сортированного песчаника, а на середину этого интервала приходится граница размерных классов, то при вышеописанном гранулометрическом анализе зерна будут попадать соответственно в два соседних класса, а порода считаться среднесортированной. Существуют более сложные и точные методы оценки сортированности песков и песчаников, и с некоторыми из них можно познакомиться в книге В. Н. Шванова «Песчаные породы и методы их изучения» (1969).

Окатанность обломков — структурный признак, говорящий о длительности пребывания осадка на стадии переноса и осаднения. Другими словами, чем выше окатанность зерен, тем больше циклов переотложения прошел осадок или тем дольше он мигрировал от источников сноса.

Окатанность зерен определяют по 5-балльной шкале с помощью трафаретов (рис. 1). Это один из самых простых и нетрудоемких способов визуальной оценки формы обломков. Совершенно неокатанные зерна с острыми краями обозначаются баллом 0 (угловатые); вполне сохранившие первоначальную форму и обладающие лишь слегка сглаженными ребрами — баллом 1 (плохо окатанные); обломки со сглаженными углами, но еще заметными прямолинейными гранями — баллом 2 (среднеокатанные); хорошо окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной огранки — баллом 3 (хорошо окатанные); зерна без граней — баллом 4 (идеально окатанные).

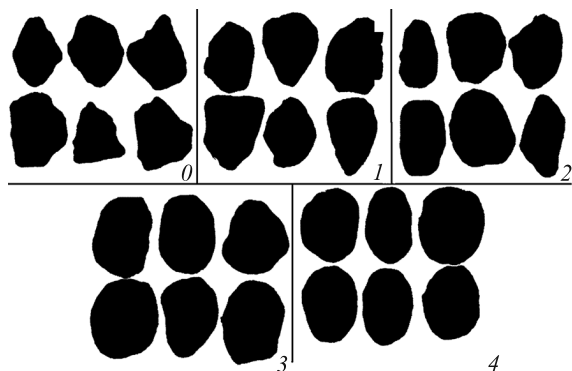


Рис. 1. Шкала для определения окатанности обломков
(по: Рухин, 1969):
0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности.

В одном шлифе под микроскопом оценивают окатанность 50–100 зерен и вычисляют коэффициент окатанности, который характеризует среднюю окатанность зерен песчаника (Шванов, 1969):

$$K_0 = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{\sum n} \cdot 25\%,$$

где n_0, n_1, \dots, n_4 — число зерен, обладающих соответствующим баллом окатанности.

Порода, целиком сложенная зернами нулевого балла, имеет $K_0 = 0$; сложенная обломками четвертого балла имеет $K_0 = 100\%$. Различают неокатанные, или угловатые, зерна — $K_0 = 0$ –20 %, плохо окатанные — 20–40 %, среднеокатанные — 40–60 %, хорошо окатанные — 60–80 %, идеально окатанные — 80–100 %.

Мы рассмотрели основные типы структур обломочной части песчаного осадка или породы. Подведем некоторые итоги. Для этого воспользуемся примером из табл. 3, предположив, что для этой породы $K_0 = 30\%$. Характеризуя в целом структуру данной породы, отмечаем, что она является тонко-мелкозернистой, плохо сортированной, плохо окатанной. Структурное название породы — тонко-мелкозернистый песок или песчаник.

Структуры и структурные типы цементов

Структурная классификация цементов и определение структуры цемента производится по ряду признаков в соответствии с принципом параллельных классификаций и осуществляются последовательно от первого признака к последнему (Шванов, 1987).

Следует выделять структурные типы цемента песчаных пород по признакам, описанным ниже.

1. По количеству и распределению в породе (рис. 2).

Базальный. Вследствие высокого содержания цемента (40–50 %) зерна «плавают» в нем, не соприкасаясь друг с другом. Базальные цементы могут быть любого

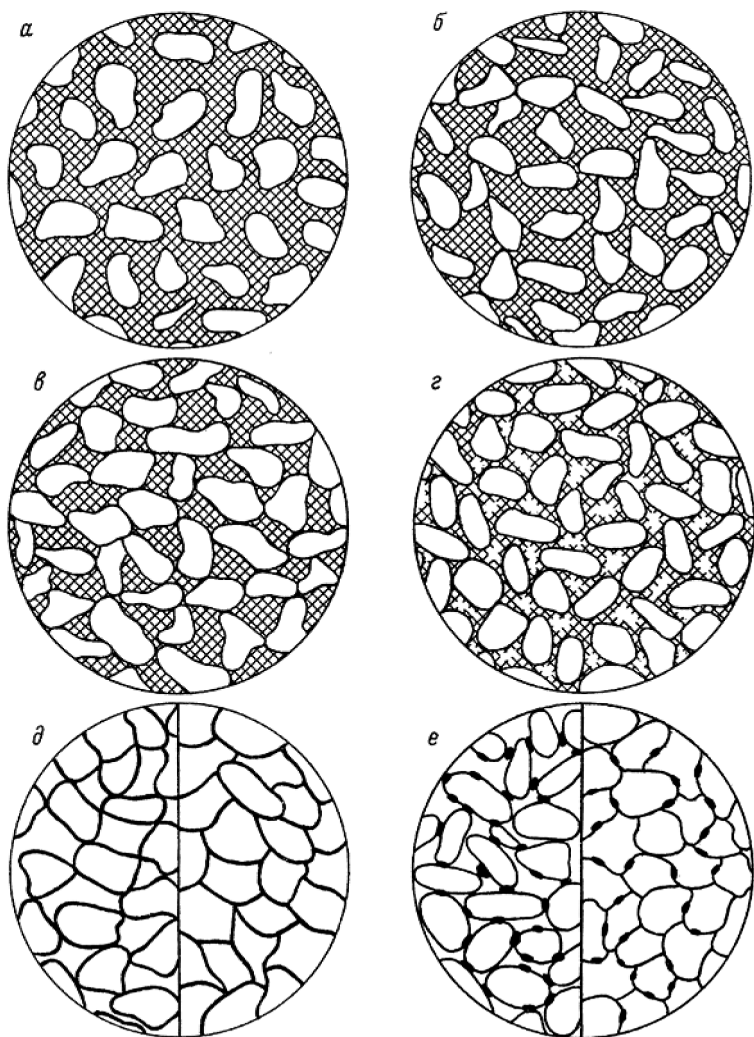


Рис. 2. Типы цемента по их количеству и распределению в породе (по: Шванов, 1987):

а — базальный, б — открытый поровый, в — закрытый поровый, з — неполный поровый, д — контурный; е — прерывистый контурный.

состава (глинистые, карбонатные, кремнистые и др.) и, как правило, являются сингенетическими. Если количество цемента превышает 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. Зерна частично соприкасаются друг с другом, образуя «открытые поры». Наблюдается при довольно высоком (30–40 %) объеме цементирующего вещества или бесцементного порового пространства.

Закрытый поровый. Цемент располагается только в промежутках между соприкасающимися зернами. Количество порового цемента при полном заполнении составляет 25–30 %. Чаще всего это цемент карбонатный катагенетический, но могут быть цементы измененные седиментационные и диагенетические глинистого, кварцевого, железистого или фосфатного состава.

Неполный поровый. Характеризуется частичным заполнением цементом порового пространства, что типично для молодых и современных песков, а в литифицированных толщах может быть связан с растворением открытого или закрытого порового цемента и последующим выносом вещества.

Контурный. Развиг только вокруг обломочных зерен, вдоль их контура. При этом часто зерна соприкасаются и прилегают друг к другу, разделенные цементом. 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 промываемым иловыми или подземными водами.

2. По равномерности заполнения порового пространства (рис. 3).

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 характеризуется в различных участках разным содержанием или разным расположением относительно обломочных зерен.

Преобладающий несплошной. Характеризуется наличием участков, свободных от цемента, меньших по площади по сравнению с участками, где цемент присутствует.

Пятнистый. Образует пятна, сгустки, которые включают много обломочных зерен. Их площадь меньше площади, свободной от цемента данного состава.

Островной. Представляет собой мелкие сгустки и изолированные участки, соизмеримые по величине с обломочными зернами.

Точечный. Обособляется в виде мелких, меньше, чем обломочные зерна, образований; часто они представляют собой включения внутри цемента иного типа.

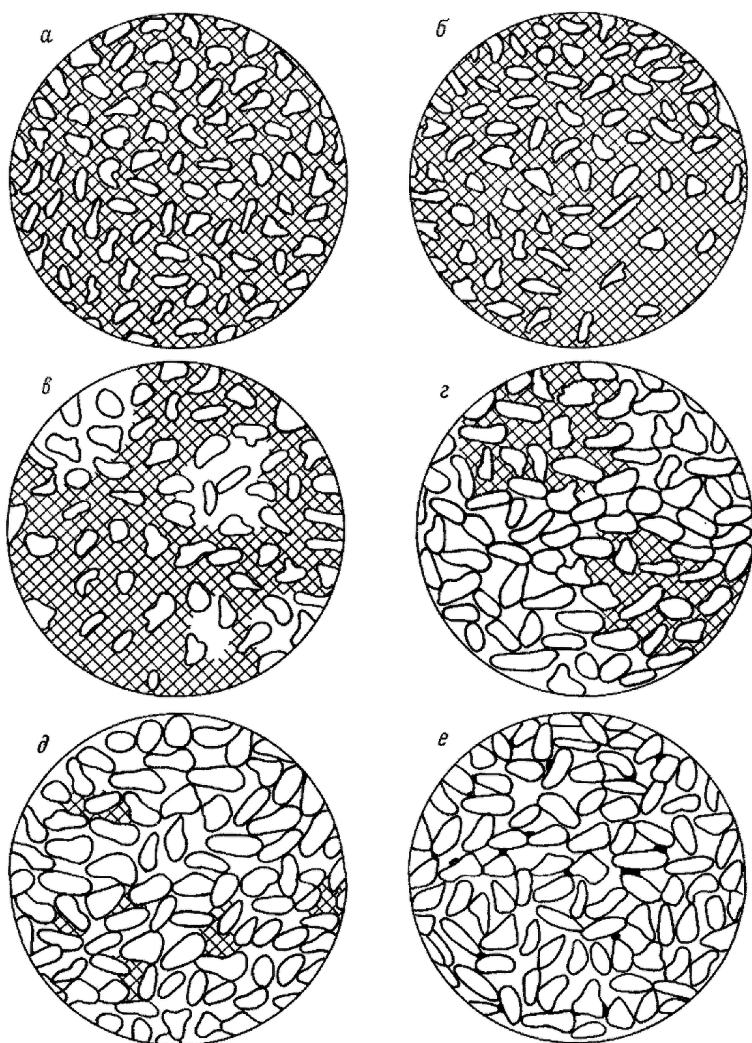


Рис. 3. Типы цементов по равномерности заполнения межзернового пространства (по: Шванов, 1987):

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

3. По степени кристалличности.

Аморфный. Изотропный в скрещенных николях, как правило, возникает раньше по сравнению с другими типами, формируясь на стадии 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. Может формироваться на разных стадиях образования осадка — от седиментационной до метагенеза.

Мелкокристаллический. Характеризуется размерами кристаллов, не превышающими средний размер обломочных зерен.

Мозаичный. Имеет кристаллы, соизмеримые с цементируемыми обломками зерен.

Агрегатный. 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.

Степень кристалличности цемента 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 на наиболее поздних стадиях, связанных с погружением и затем с поднятием и проявлением процессов гипергенеза.

4. По взаимоотношению с обломочными зернами.

А. Цементы независимой цементации — вещество цемента не ориентируется каким-либо образом и не взаимодействует с веществом обломочных пород.

Б. Конструктивные цементы (рис. 4, 1–4) наращивают зерна, увеличивая их размеры. Различают конструктивные цементы четырех типов.

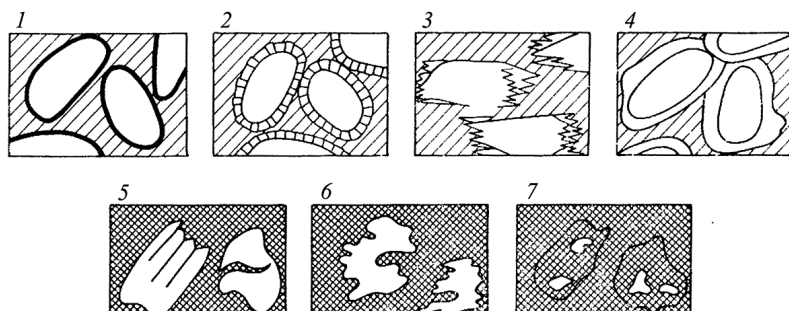


Рис. 4. Типы цемента по взаимоотношению с обломочными зернами (по: Шванов, 1987):

1 — пленочный, 2 — кристификационный, 3 — неравномерного нарастания, 4 — регенерационный, 5 — проникновения, 6 — коррозионный, 7 — замещения.

Пленочный. Обволакивает обломки тонкой аморфной пленкой. Пленочными чаще всего являются глинистый, железистый и фосфатный цементы, образующиеся в зоне выветривания материнских пород, при переносе и отложении, реже в раннем диагенезе.

Крустификационный (обрастания). Характеризуется развитием кристалликов цемента, ориентированных перпендикулярно к поверхности обломочных частиц и образующих вокруг них непрерывную оторочку. Формируется обычно в стадии диагенеза, а в породах, промываемых грунтовыми водами, также в стадии начального катагенеза.

Неравномерного нарастания. Развита обычно в граувакках, аркозо-граувакках, туфогенных песчаниках в условиях стрессовых давлений. Возникает вследствие роста кристаллов в направлении, перпендикулярном давлению, что приводит к образованию «бородастых зерен». Развивается по кварцу, альбиту и некоторым тяжелым минералам. Состав кварц-альбит-хлоритовый, часто с карбонатами, эпидотом и др.

Регенерационный. Проявляется в наращивании обломков цементом того же состава с той же оптической ориентацией, что под микроскопом проявляется в одновременном погасании и просветлении обломочного зерна и регенерационной каймы. Регенерационным цементом является обычно кварц. Регенерация осуществляется на всех стадиях существования осадков и осадочных пород от раннего диагенеза до метагенеза.

В. Деструктивные цементы (рис. 4, 5–7) разрушают зерна, проникая в них или замещая их. Образуют типы, приведенные ниже.

Проникновения. Отличается проникновением цемента в обломочные зерна без их замещения. Осуществляется по трещинам разрыва или спайности в трещиноватых обломках кварца, полевых шпатов, в обломках кремнистых или метаморфических пород. Таким цементом чаще всего является глинистое вещество, карбонаты, гипсы, соли.

Коррозионный. Характеризуется проникновением и частичным замещением любых 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. Коррозионный цемент по составу чаще всего карбонатный.

Замещения. Проявляется в замещении веществом цемента обломочных частиц, от которых остаются фрагменты, реликты или только контуры, «тени» первоначальных зерен. Часто наблюдается развитие каолинитового или каолинит-гидрослюдистого цемента по полевым шпатам, монтмориллонитового — в вулканических туфах; замещение карбонатным цементом зерен кварца и полевых шпатов; кремнистым — карбонатных обломков и органических остатков; фосфатным и глауконитовым — кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых обломков; слюдисто-хлоритовым — обломков эффузивных пород.

5. По времени образования. Подразделяются на: 1) *седиментационные*, 2) *сингенетические*, 3) *диагенетические*, 4) *катагенетические*, 5) *метагенетические*, 6) *гипергенные цементы*. Время образования цементов можно определить при петрографическом изучении песчаных пород, поэтому студенты должны научиться определять стадийность минералообразования в породе. Более подробно этот вопрос рассматривается на практических занятиях при изучении конкретных шлифов.

6. По количеству минеральных типов. В одной породе по количеству минеральных типов 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 самостоятельного цемента, требующего отдельного рассмотрения и описания. Следует также определять количественные соотношения между минеральными типами.

В качестве примера можно привести следующее описание цемента в шлифе. В породе присутствуют три минеральных типа цемента: железистый, занимающий 10 % от общего количества цемента, — контурный, равномерный, аморфный, пленочный; кварцевый (20 %) — контурный, равномерный, мозаичный, регенерационный; карбонатный (70 %) — закрытый поровый, пятнистый, пойкилитовый, коррозионный.

Структуры бесцементных пород

Песчаные осадки и породы могут быть лишены цемента. В полной мере это характерно для современных отложений высокодинамичных зон (пляжи и т. п.) со свободным поровым пространством между обломочными зернами. В ископаемом состоянии бесцементные пески с неизменной псаммитовой структурой встречаются крайне редко. Положение меняется в зоне глубокого катагенеза, где вследствие сближения песчаных зерен под давлением, их растворения и одновременной регенерации, растворения и отжата различных типов цементов образуются конформные структуры. В кварцевых и олигомиктовых песчаниках конформные структуры сменяются начально-бластическими в зоне метагенеза и гранобластовыми в зоне зеленосланцевого метаморфизма (рис. 5).

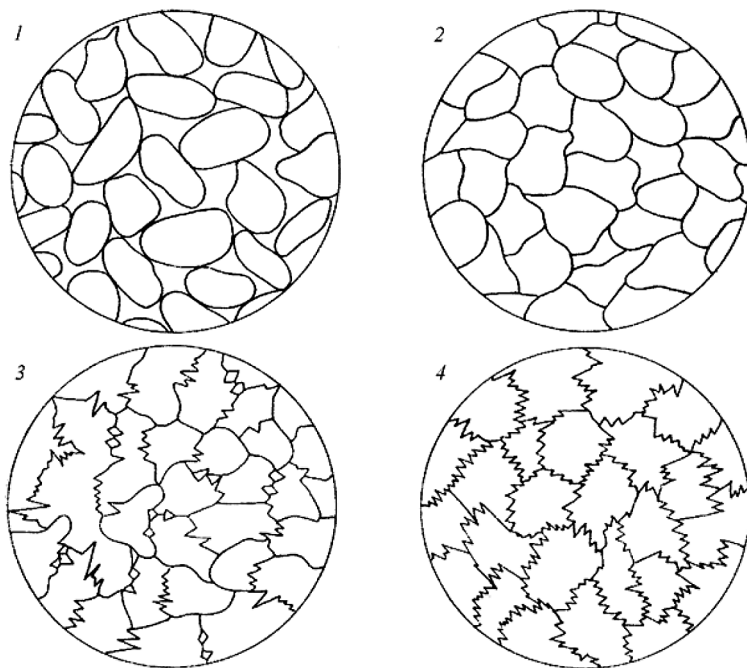


Рис. 5. Структуры бесцементных пород (по: Шванов, 1987):

в зоне катагенеза: 1 — бесцементная псаммитовая, 2 — конформная;
в зоне метагенеза: 3 — начально-бластическая; в зеленосланцевой зоне:
4 — гранобластовая.

1.2.3. Минеральный состав песчаных пород

В песчаных породах описано около 200 минералов, из них в качестве породообразующих, т. е. содержащихся в количестве более 1 %, выступают всего несколько десятков минералов и столько же обломочных зерен пород.

Главной составной частью песчаных пород являются обломочные компоненты, дополнительной — аутигенные минералы и (или) минералы цементов. Но произвести разделение минералов песчаных пород на группы только обло-

мочных и только минералов цемента или аутигенных невозможно, поскольку почти все они могут выступать как в качестве терригенных (обломочных), так и в качестве аутигенных образований. Можно говорить о группах минералов преимущественно обломочных и минералов преимущественно аутигенных. В первую входят минералы кремнезема, полевые шпаты, слюды, а также обломочные зерна пород, во вторую — разнообразные минералы, которые будут перечислены в следующем разделе.

Породообразующие компоненты обломочной части

Оптические и диагностические признаки минералов обломочных пород описываются по В. Н. Шванову (1987), Н. В. Логвиненко (1984), И. А. Преображенскому и С. Г. Саркисяну (1954), по справочнику «Условия образования, свойства и минералы осадочных пород» (1958).

Минералы кремнезема

Формами кремнезема в песчаных породах являются кварц, халцедон, опал и трудно диагностируемые под микроскопом кварцин, кристобалит, луссаит и тридимит. В песках и песчаниках распространены низкотемпературные (β) модификации этих минералов и некоторые высокотемпературные (α), метастабильные при низких температурах.

Кварц SiO_2

Оптические свойства. $N_o = 1,544$; $N_e = 1,553$; $N_e - N_o = 0,009$, одноосный, оптически положительный, призматические кристаллы дают прямое погасание, удлинение положительное.

Диагностика в шлифах.

1. Отсутствие окраски и видимых двойников.
2. Низкий рельеф, показатели преломления (n') практически равны показателю преломления канадского бальзама ($n_{к.б.}$), двупреломление в серых, но довольно ярких тонах.
3. В параллельных николях кварцевые зерна чистые, как правило незамутненные, часто трещиноватые.
4. В скрещенных николях у большинства зерен можно видеть волнистое погасание.

В песчаных породах кварц присутствует главным образом в виде обломочных зерен разной окатанности, без изменений на поверхности зерен или с признаками растворения, либо в виде регенерационных кайм. Кварцевые зерна могут иметь включения CO_2 , воды и минералов циркона, рутила, турмалина, эпидота, амфиболов и другие неопределенные включения, видимые под микроскопом. Также кварц может присутствовать в качестве аутигенного в цементе, в пустотах, трещинах или в качестве новообразований по другим минералам.

Халцедон SiO_2

Состоит из каркаса микрокристаллического кварца с множеством микропор и примесью аморфного кремнезема (опала), часто имеет тонковолокнистое строение.

Оптические свойства. $N_o = 1,533-1,539$; $N_e = 1,530$; $N_e - N_o = 0,007$, одноосный, оптически отрицательный, волокна имеют прямое погасание, удлинение отрицательное.

Диагностика в илифах.

1. Показатель преломления халцедона близок (но чуть меньший) к показателю преломления канадского бальзама.

2. В параллельных николях обычно буровато-желтого или желтого цвета, обусловленного рассеянием света микропорами.

3. В скрещенных николях из-за малой величины кристаллов кажется аморфным (псевдоизотропность) или двупреломляет в слабом сером цвете.

4. Часто в микрокристаллической массе присутствуют удлинённые просвечивающие кристаллы или их сноповидные, радиально-лучистые или сферолитовые агрегаты, у которых можно определить угол погасания и знак удлинения.

Двуосные разновидности халцедона называются к в а р ц и н о м, волокна которого имеют прямое погасание и, в отличие от халцедона, положительное удлинение, и л ю т е ц и т о м — погасание волокон косое до 30° . Нередко халцедоновые, кварциновые, вероятно, также лютецитовые волокна присутствуют совместно в одних и тех же сферолитовых агрегатах. Определение этих разновидностей под микроскопом не всегда возможно, тем более что эти минералы свойственны отложениям молодого возраста и в процессе старения переходят в кварц.

Обычно халцедон — аутигенный минерал и встречается в виде цемента в песчаных породах. Но, являясь породообразующим минералом силицитов, в частности кремней, он довольно часто входит в состав обломочной части песчаников в качестве продуктов физического разрушения кремнистых пород.

О п а л SiO_2

Водная аморфная, или коллоидальная, форма кремнезема, содержащая до 20 % воды. В некоторых опалах в дисперсионном состоянии находится кристобалит. Часто включает разнообразные абсорбированные примеси: глинистые частицы, органическое вещество, гидроокислы железа, марганца и других элементов, содержание которых достигает 10 %. Физические свойства опала меняются в зависимости от количества находящихся в нем воды и примесей.

Оптические свойства. Изотропен, $n' = 1,400\text{--}1,460$.

Диагностика в илифах.

1. Показатель преломления опала намного меньше показателя преломления канадского бальзама.

2. В параллельных николях для чистых разновидностей характерен медово-желтый цвет, обусловленный суммарным дисперсионным эффектом, который дают мельчайшие частицы опала.

Обычная форма — цемент песчаников, где аутигенный опал образуется при седиментации, диагенезе или эпигенезе как вторичный продукт растворения кварца и разложения силикатов. Также встречается в виде обломков, чаще всего происходящих от разрушения силицитов, для которых является породообразующим.

К р и с т о б а л и т SiO_2

Оптические свойства. $N_o = 1,487$; $N_e = 1,484$; $N_e - N_o = 0,003$, одноосный, оптически отрицательный.

Диагностика в илифах.

1. Показатель преломления кристобалита намного ниже показателя преломления канадского бальзама, двупреломление низкое, в темно-серых тонах.

2. Форма выделения — чешуйчатые кристаллы, чешуйчатые сферолиты и шарики в пустотах. Чешуйчатое строение заметно при больших увеличениях.
3. Полисинтетические двойники по одному или двум направлениям.

Структурно близок к кристобалиту люссайта, образующий сферолитовые агрегаты и волокна с положительным удлинением.

В обломочных породах кристобалит наблюдается редко. Может быть встречен внутри обломочных зерен эффузивных пород вместе с тридимитом, так как образуется на поздних этапах кристаллизации в пустотах в основной массе расплава, а также в обломках кремнистых пород вместе с опалом и кварцем. Кроме того, как аутигенный минерал встречается в кремнистом цементе измененных, например термально, песчаниках. Развиг в современных и четвертичных породах. В древних, как менее устойчивый, переходит в кварц.

Оптическими методами определяется с трудом.

Тридимит SiO_2

Оптические свойства. $N_g = 1,474\text{--}1,483$; $N_m = 1,472\text{--}1,480$; $N_p = 1,471\text{--}1,479$; $N_g - N_p = 0,003$, двусный, оптически положительный.

Диагностика в шифах.

Сходен с кристобалитом, но имеет еще более низкие показатели преломления, часто встречаются двойникование и клиновидные зерна. Главным методом диагностики трудно отличимых друг от друга кристобалита, люссайта и тридимита является рентгеноструктурный анализ.

Встречается в основном там же, где и кристобалит.

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 % кальциевой составляющей, а плагиоклазы — такое же количество калиевой составляющей.

В качестве аутигенных встречаются альбит, реже калиевые полевые шпаты. Но в основном полевые шпаты в песчаных породах являются обломочными зернами. Минеральные группы полевых шпатов схожи между собой по многим свойствам, и поэтому целесообразно дать их общие диагностические признаки.

1. Все полевые шпаты имеют совершенную спайность по двум направлениям, пересекающимся под углом, близким к 90° .
2. В обломках полевые шпаты неравномерно и плохо окатаны, имеют следы спайности в огранке зерен вследствие того, что в ходе седиментации происходит отламывание кусочков зерен по плоскостям спайности, и этот процесс опережает процесс окатывания обломков.
3. В шифе прозрачны, но всегда несут следы изменения на поверхности, что выражается в замутненности зерен, которая не наблюдается только у аутигенных полевых шпатов.
4. Интерференция в серых, но более блеклых, чем у кварца, тонах.
5. Не имеют, как правило, волнистого погасания.

Из-за трудностей диагностики разновидностей полевых шпатов в шифах на плоском столике их описание часто сводится к определению следующих групп

минералов: существенно калиевых полевых шпатов, близких к альбиту полевых шпатов и остальных плагиоклазов. Но возможна и более точная диагностика минералов в группах.

Щелочные полевые шпаты. Ряд высокотемпературный санидин—высокотемпературный альбит образует непрерывную серию твердых растворов от Ab_0 до Ab_{100} (существенно альбитовые шпаты 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.

Существенно калиевые полевые шпаты

В эту группу входят моноклинные санидин и ортоклаз, которые могут содержать до 20 % альбита и небольшое количество анортита, и триклинный микроклин (до 30 % альбита, небольшое количество анортита), имеющие одинаковую химическую формулу $K[AlSi_3O_8]$.

Оптические свойства. Минералы двуосные, оптически отрицательные, имеют силу двупреломления 0,006–0,007. Санидин $N_g = 1,526$ – $1,531$; $N_m = 1,525$ – $1,530$; $N_p = 1,519$ – $1,525$; $-2V = 30^\circ$ и менее; ортоклаз $N_g = 1,524$ – $1,535$; $N_m = 1,522$ – $1,533$; $N_p = 1,524$ – $1,535$, $-2V \approx 60$ – 80° ; микроклин $N_g = 1,521$ – $1,530$; $N_m = 1,518$ – $1,526$; $N_p = 1,514$ – $1,523$, $-2V = 71$ – 84° .

Диагностика в шлифах.

1. Показатель преломления калиевых полевых шпатов меньше показателя преломления канадского бальзама, но это можно определить лишь на невыветрелых зернах, так как продукты пелитизации обладают высоким показателем преломления.
2. В параллельных николях бесцветны, но для калиевых полевых шпатов очень типичны продукты пелитизации, т.е. изменения, замещения тонкодисперсными минералами (в основном каолинитом), уменьшающие их прозрачность вплоть до полного потемнения зерен.
3. Продукты пелитизации имеют бурые цвета.
4. В скрещенных николях обладают блеклой окраской интерференции в серых тонах.
5. Иногда, особенно у измененных зерен, видна спайность.
6. От похожего на них альбита отличаются: по показателям преломления — у альбита N_g приближается к $n_{к.б.}$, по оптическому знаку — альбит положителен, по цвету продуктов замещения — у альбита серые тона.
7. Калиевые полевые шпаты могут содержать пертитовые прорастания альбитом, которые имеют призматическую, ленточную или неправильную форму и одинаковую оптическую ориентацию; у пертитов n' больше, чем у включающего их минерала (определяется по дисперсионному эффекту).
8. В скрещенных николях очень просто определяется микроклин, имеющий решетчатое строение двойниковых пластин, пересекающихся примерно под прямым углом друг к другу; у анортоклаза решетчатые двойники более тонкие и встречаются намного реже.
9. Санидин, в отличие от других калиевых полевых шпатов, можно определить по углу $2V$, значение которого не превышает 30° .

Очень часто калиевые полевые шпаты, включая нерешетчатый микроклин, не могут быть разделены в шлифах на плоском столике.

Косвенным признаком определения калиевых полевых шпатов в зернах и обломках пород по минеральным ассоциациям, а также указанием на породы области размыва, является происхождение калиевых полевых шпатов. Ортоклаз и микроклин — типичные минералы интрузивных магматических пород (сиенитов, гранитов, гранодиоритов), а также пегматитов и гнейсов кислого и среднего состава. Санидин как высокотемпературный минерал, наоборот, происходит из вулканических и контактно-метаморфических пород.

Большинство аутигенных калиевых полевых шпатов образуются на стадиях диагенеза и начального катагенеза, в позднем катагенезе эти процессы происходят только в аркозовых песчаниках; в других по минеральному составу песчаных породах образуется альбит.

Плагиноклазы. В большинстве магматических пород, в метаморфических и осадочных породах распространены низкотемпературные плагиноклазы, образующие непрерывный изоморфный ряд от натрового до кальциевого плагиноклаза с примесью ортоклазовой составляющей. Члены этого ряда обозначаются номерами от 0 до 100, интервалам которого присвоены собственные названия. Кроме того, плагиноклазы с номерами 0–30 называют кислыми, 30–70 — средними, 70–100 — основными. На рис. 6 приведены названия плагиноклазов, а также график изменения оптических свойств в зависимости от номера плагиноклаза.

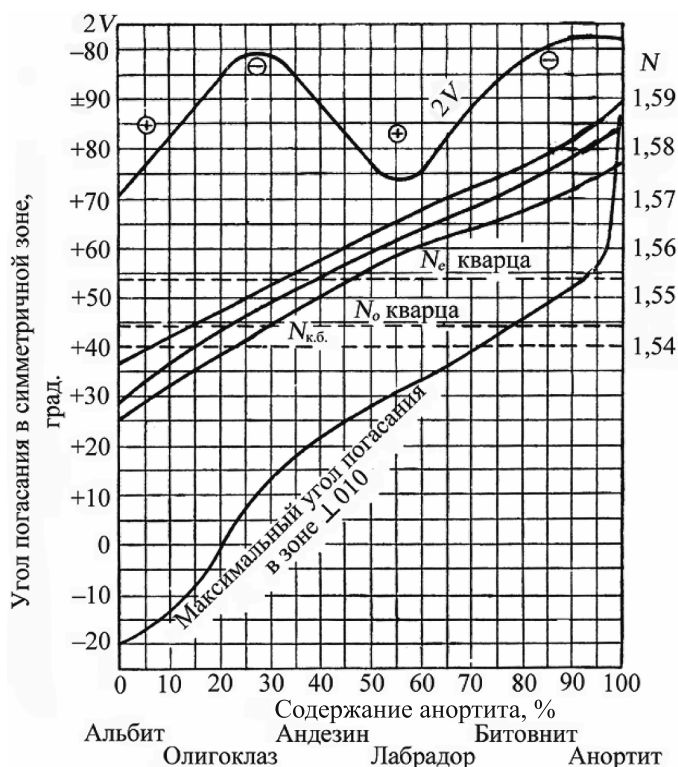


Рис. 6. Изменение показателей преломления, угла оптических осей ($2V$) и угла погасания в симметричной зоне для изоморфного ряда плагиноклазов альбит—анортит

Для плагиоклазов также характерна спайность по двум направлениям, но под меньшим углом, чем у калиевых полевых шпатов, составляющим $86^{\circ}24' - 86^{\circ}50'$.

Оптические свойства плагиоклазов делают возможным разделение минералов внутри группы по крайней мере на кислые, средние и основные плагиоклазы.

Диагностика в шлифах минералов группы плагиоклазов.

1. В скрещенных николях у большинства плагиоклазов блеклая интерференционная окраска в серых тонах, схожая с таковой у калиевых полевых шпатов, но альбит, битовнит и анортит обладают яркой окраской в серых и белых тонах ($N_g - N_p = 0,010$ и выше у анортита).
2. Зерна кислых плагиоклазов, как правило, покрыты продуктами пелитизации (изменения) в серых, землистых тонах в отличие от калиевых полевых шпатов, а также продуктами очень характерной для них серицитизации, т. е. тонкими, мелкими чешуйками разновидности мусковита — серицита.
3. С увеличением номера плагиоклаза на зернах появляются мелкие кристаллики эпидота (зеленовато-желтый, возможен плеохроизм, угол между N_g и направлением спайности $14 - 25^{\circ}$, $n' > 1,7$; $N_g - N_p = 0,049$), хлорита (оливково-зеленый, плеохроизм, прямое погасание в листочках по спайности, $n' > 1,6$; $N_g - N_p \approx 0,005$), цеолитов (бесцветные, $n' \approx 1,48 - 1,51$; $N_g - N_p \approx 0,005$, иногда до 0, очень низкий рельеф и светопреломление) и карбонатов.
4. Плагиоклазы с высоким содержанием анортитовой составляющей обычно распадаются на хорошо видимую альбитовую и анортитовую части; последняя, разрушаясь, дает цеолиты, хлориты, эпидот, карбонаты или их тонкую смесь (соссюрит) с высокими интерференционными окрасками.
5. Спайность видна тем лучше, чем выше номер плагиоклаза, у кислых — незаметна.
6. Полисинтетические двойники по альбитовому закону, иногда решетка двойников.

Диагностика в шлифах минералов внутри плагиоклазовой группы.

I. Выделение sdвойникованных кристаллов и определение их номеров по углу погасания в симметричной зоне.

При определении плагиоклазов методом измерения углов погасания в симметричной зоне принят следующий порядок выполнения работ.

1. При скрещенных николях находят такой разрез плагиоклаза, в котором были бы резко видны границы между двойниковыми пластинками.
2. Ставят двойниковые швы разреза параллельно нитям креста и смотрят, получается ли для пластинок одинаковое освещение. Если такого освещения нет, ищут другой разрез.
3. Найдя соответствующий разрез, ставят двойниковый шов параллельно нити креста, делают отсчет по лимбу столика, поворачивают его до положения погасания в одной из двойниковых пластинок и определяют угол погасания.
4. То же проделывают для другой — соседней — двойниковой пластинки. При удачно найденном разрезе углы поворота в ту или другую сторону должны быть равны. При неравенстве в $2 - 3^{\circ}$ берут средний угол, при большем неравенстве ищут другой разрез. Измеряют углы погасания в нескольких разрезах и берут максимальный из них.
5. Если угол погасания более 19° , то он положительный; по диаграмме (см. рис. 6) определяют, какому номеру плагиоклаза соответствует угол.

6. Если угол погасания менее 20° , то сравнивают показатель преломления плагиоклаза с показателем преломления бальзама (в шлифе) или показателем преломления кварца. Если показатели преломления плагиоклаза меньше 1,54, то углы погасания 19° – 3° будут отрицательными, а углы 2° – 0° могут быть и положительными, и отрицательными; если N больше 1,54, углы погасания от 3° и больше — положительны. Таким образом, по указанному методу плагиоклазы номеров 19–22 не различаются.
7. По диаграмме (см. рис. 6) на кривой максимумов углов погасания в симметричной зоне находят точку, соответствующую ординате угла погасания; опустив с нее перпендикуляр на шкалу номеров плагиоклазов, находят номер плагиоклаза.

II. Несдвойникованные плагиоклазы приблизительно определяются и разделяются по показателю преломления относительно канадского бальзама (только в чистых невыветрелых зернах): альбит ($n'_{\text{зерна}} < n_{\text{к.б.}}$), основной олигоклаз (по отчетливому дисперсионному эффекту вследствие приблизительного равенства $n'_{\text{зерна}}$ и $n_{\text{к.б.}}$) и средние-основные плагиоклазы ($n'_{\text{зерна}} > n_{\text{к.б.}}$).

Для точной диагностики состава плагиоклазов необходимо определение либо на федоровском столике, либо в иммерсионных жидкостях непосредственно в шлифе с предварительно снятым покровным стеклом.

Состав обломочных плагиоклазов в песчаниках первоначально определяется составом материнских пород в области сноса (табл. 4).

Таблица 4. Материнские породы для различных минеральных типов обломочных 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

Господствующей формой новообразованных аутигенных полевых шпатов является альбит, замещающий анортит и кристаллизующийся в виде регенерационных каемок, а также в цементе и полостях.

Слюды

Все слюды относятся к слоистым алюмосиликатам, характеризуются пластинчатым обликом и совершенной базальной спайностью, отражающей их слоистую кристаллохимическую структуру.

Белые слюды. Эта группа включает несколько минералов, которые различаются главным образом составом катионов, находящихся между пакетами октаэдрическо-тетраэдрической сетки: мусковит (K), гидромусковит (H_3O^+), парагонит (Na);

а также изоморфными замещениями Al в октаэдрических позициях: фуксит (Cr), фенгит (Mg, Fe²⁺) и др. Наиболее распространена в природе калиевая разновидность минералов этой группы.

Мусковит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

Оптические свойства. $N_g = 1,588\text{--}1,615$; $N_m = 1,582\text{--}1,611$; $N_p = 1,552\text{--}1,572$; $N_g - N_p = 0,036\text{--}0,040$; $-2V = 47^\circ$.

Диагностика в шлифах.

1. Пластинчатая форма кристаллов с хорошо видимой спайностью.
2. Прямое погасание.
3. В параллельных николях — бесцветный, слабо-зеленоватый или желтый.
4. В скрещенных николях — высокая интерференционная окраска.

В песчаных породах обломочный мусковит по размерам соизмерим с другими обломочными компонентами или крупнее их вследствие его высоких флотационных свойств, обусловленных пластинчатой формой. Пластинки мусковита в породе часто изогнуты и деформированы.

Присутствие мусковита в обломках указывает на кислый состав пород в области размыва, где в большинстве магматических пород мусковит образуется вместе с биотитом. В метаморфических породах мусковит также распространен.

Темные слюды группы биотита. Название «биотит» является общим для железистых разновидностей тетраэдрических слюд. Собственно биотитом называют минералы с отношением $\text{Mg}:\text{Fe} < 2:1$, минералы с отношением $\text{Mg}:\text{Fe} \geq 2:1$ относят к флогопитам.

Биотит $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH,F}')_2$

Оптические свойства. $N_g = N_m = 1,600\text{--}1,660$; $N_p = 1,560\text{--}1,600$; $N_g - N_p = 0,040\text{--}0,060$.

Диагностика в шлифах.

Отличие от мусковита: интенсивная окраска в темно-зеленых и бурых тонах, сильный плеохроизм. Все остальные признаки идентичны таковым мусковита.

Биотит широко распространен в магматических и метаморфических породах. Присутствие большого числа зерен обломочного биотита в песчанике свидетельствует о близости источников сноса или о вялом химическом выветривании. Принято считать, что у нижней границы зоны катагенеза достигается полное разрушение обломочного биотита.

Кроме описанных минералов 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 аксессуаров, однако при особых геологических условиях способны выступать и как породообразующие. В шлифах они встречаются редко, и для их определения обычно используются иммерсионные препараты.

Обломочные зерна пород

Теоретически среди обломочных зерен пород могут встретиться все известные горные породы. Поэтому важно, чтобы изучение песчаных пород по возможности проводилось в конце практического курса «осадочной» петрографии, когда студенты уже могут определить все остальные типы осадочных пород и их породообразующие минералы. Кроме того, для определения обломков магматических и метаморфических пород необходимо знание основ петрографии соответству-

ющих образований. Обычно в учебных планах разных вузов «осадочной» петрографии предшествует петрография «магматическая» и «метаморфическая» или по крайней мере эти курсы идут параллельно, что способствует успешному определению учащимися компонентов-реликтов различных горных пород. Поэтому в данном пособии довольно кратко описаны их диагностические признаки и не приводятся оптические и другие свойства их породообразующих минералов.

Обломочные зерна пород наиболее характерны для крупных фракций песков и песчаников и для грубообломочных пород, в которых с увеличением размеров обломков они становятся единственным «минеральным» компонентом. Определение обломков пород имеет огромное значение, так как они непосредственно указывают на породы, являющиеся источником сноса, материнскими по отношению к изучаемым песчаникам.

Диагностика обломков пород в шлифах затруднена из-за невозможности для большинства из них использовать прямые оптические методы. Основной путь определения обломков — это «узнавание» по ряду косвенных признаков, вытекающих из сочетания их облика, собственной и интерференционной окраски 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.

Обломки кварцитов и микрокварцитов

Без анализатора кажутся наиболее чистыми по сравнению с другими обломками, не содержат вторичных продуктов выветривания, часто столь же прозрачны, как обломочный кварц. В скрещенных николях видно резкое отличие от собственно кварца, который монокристалличен. Обломки кварцитов и микрокварцитов поликристалличны и могут иметь различную внутреннюю структуру: конформную, свойственную жильному кварцу и кварцитовидному песчанику, или гранобластовую, как у метаморфического кварцита.

Кремнистые обломки

Представлены обычно светлыми, незамутненными зернами, похожими на кварц, но со слабой желтоватой окраской. В скрещенных николях либо полностью изотропны, либо содержат сферолиты или волокнистые агрегаты халцедона, облегчающие их диагностику, либо представлены микро- и тонкокристаллической халцедоновой массой.

Обломки глинистых пород и аргиллитов

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 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.

Обломки зернистых пород

Обломки алевролитов и песчаников хорошо узнаются по алевритовым и псаммитовым структурам, заметным в параллельных и особенно в скрещенных нико-

лях. Они могут быть не только диагностированы, но и описаны по той же схеме, что и вмещающая их песчаная порода.

Обломки карбонатных пород

После изучения карбонатных пород, описанных в разделе 2, у студентов не должно возникать трудностей при диагностике карбонатных обломков. Чаще всего карбонатные обломки окружены тонкой пленочкой микрозернистого и потому более темного карбонатного вещества, видимого при одном никеле, которая образуется вследствие растворения карбонатов вблизи поверхности зерна.

Обломки кристаллических пород

Обломки магматического и метаморфического происхождения легко узнаются в скрещенных николях по характерным минеральным ассоциациям и структурам, которые изучаются студентами в курсе петрографии кристаллических пород.

Обломки эффузивных пород

Обломки этих пород наиболее трудны для диагностики, особенно если содержат много стекла и замещены вторичными продуктами изменения, характерными для них. Но очень просто диагностируются обломки, содержащие порфировые вкрапленники, обычно удлиненной, призматической формы, или лейсты плагиоклазов. Типичными продуктами изменения эффузивов являются кварц, альбит, серицит, хлориты, карбонаты, эпидот.

Остатки раковин и скелетов организмов

В песках и песчаниках в обломочной части также могут быть встречены целые раковины и скелеты карбонатных, фосфатных и кремнистых организмов, а также их раздробленные обломки — детрит. Для общей диагностики остатков организмов можно использовать схему определения, приведенную в Приложении 1.

Минеральный состав цемента

В состав цемента песчаных пород могут входить разнообразные аутигенные минералы. Ограничимся перечислением минеральных групп — это глинистые (общая схема определения глинистых минералов приведена в Приложении 2), карбонатные, кремнистые, окисно-железистые, окисно-марганцовистые (общая схема определения рудных минералов приведена в Приложении 3), фосфатные, цеолитовые, сульфатные и полевошпатовые минералы и цементы. При этом цемент могут слагать один, два или три минерала.

Представленный список практически полностью повторяет классификацию осадочных пород по минеральному составу, т. е. в цементе (как и в обломочных зернах) может присутствовать большинство порообразующих минералов других типов осадочных пород, и часто диагностика их представляет большие трудности для студентов. Поэтому рекомендуется изучать песчаники в конце практического курса петрографии осадочных пород после изучения минералов и петрографического состава всех остальных пород.

Кратко остановимся на диагностических признаках тех минералов, которые практически не встречаются в других типах пород, кроме песчаных (цеолиты), или, наоборот, встречаются во многих осадочных породах (глауконит, хлориты, органическое вещество).

Глауконит

Легко узнается в шлифах по зеленому или буро-зеленому цвету разной интенсивности; по большому показателю преломления, чем у канадского бальзама;

по цветам интерференции, совпадающим с его собственным (зеленым) цветом; по микроагрегатному строению. В породах встречается в виде обломочных зерен, в виде тонкорассеянного вещества, в цементе, порах, остатках организмов. Часто является аллотигенным, т.е. обломочным, но попавшим в осадкообразующий поток при размыве неконсолидированного осадка и перемещенным в пределах одного бассейна осадконакопления.

Хлориты

Обладают зеленой или слабо-зеленой окраской, иногда бесцветны, обычны слабый плеохроизм, который усиливается с увеличением интенсивности окраски. Показатели преломления хлоритов выше показателя преломления канадского бальзама. Характерный признак — низкие цвета интерференции в темно-серых тонах при собственной зеленой окраске. Многие хлориты имеют аномальные цвета интерференции.

Хлориты выступают в основном как минералы цемента, а также как аутигенные, развивающиеся по различным обломочным зернам.

Цеолиты

Это водные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных элементов с каркасом из кремне-алюмоокислородных тетраэдров. В шлифах бесцветны. В крупных кристаллах легко определяются по очень низкому двупреломлению ($<1,50$) и очень низкому светопреломлению (до 0). Присутствуют в качестве аутигенных в цементе и обломочных зернах, которые замещают.

Органическое вещество (ОВ)

Безусловно, органическое вещество нельзя ставить в один ряд с минеральными образованиями. Но тем не менее оно, попадая в осадок в седиментогенезе, в эпигенезе преобразуется и приобретает качественно новые свойства. Конечно, ОВ не входит в состав цементов, но очень часто присутствует как примесь в обломочных и других типах пород. Также встречается и в концентрированном виде в углях, горючих сланцах, залежах нефти и газа и др.

Часто студенты путают понятия «органическое вещество» и «остатки организмов». Первое является продуктом преобразования наземных и субаквальных растительных остатков, вторые — раковинами, скелетами, каркасами, которые были построены различными организмами и состоят из минерального вещества (карбонатного, фосфатного, кремнистого) (Приложение 1).

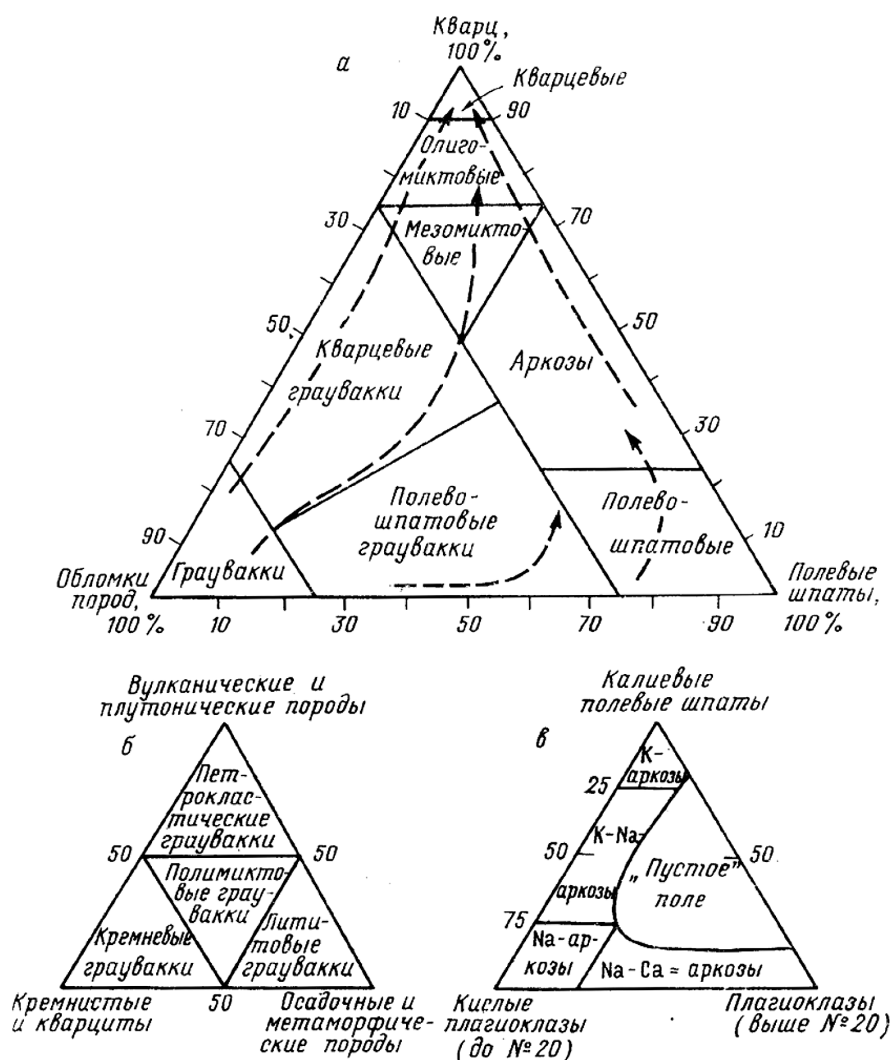
В шлифах ОВ малопрозрачно или непрозрачно в проходящем свете и имеет бурую, красно-бурую, желто-бурую или черную окраску, в отраженном свете — белую, серую или желтовато-серую в отличие от различных рудных минералов, также непрозрачных в шлифах.

1.2.4. Петрографическая классификация песчаных пород

В коллективной монографии «Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов» (1998) в качестве основной для песков и песчаников предлагается использовать классификацию В.Д. Шутова с применением треугольной диаграммы как наиболее обоснованную эмпирически и получившую признание многих исследователей. Классифицирование пород производится *только по обломочной части*. Состав цемента и других аутигенных минералов не учитывается. Вершины

треугольной диаграммы соответствуют главным обломочным породообразующим компонентам: кварцу, полевым шпатам и обломкам пород (рис. 7а). На диаграмме выделено семь полей, соответствующих семи основным петрографическим видам песчаных пород. Для более дробного деления на разновидности пород, принадлежащих семейству граувакк и семейству аркозов (аркозы и полевошпатовые песчаники), используются дочерние треугольники составов (рис. 7 б, в).

Пользоваться данной диаграммой просто и удобно. На основной диаграмме (см. рис. 7 а) содержание всех трех породообразующих компонентов равно 100 %.



Подсчитав содержание каждого компонента в шлифе, наносят на диаграмму точку состава и определяют, к какому петрографическому виду принадлежит порода. Так, песчаник с содержанием кварцевых зерен 70 %, полевошпатовых — 10 % и обломков пород — 20 % является мезомиктовым. Если точка составов породы попадает в поля семейства граувакк, то для определения разновидности породы используют дочернюю треугольную диаграмму для обломков пород, на которой содержание различных типов обломков равно 100 %. Например, определяем по основной диаграмме породу как граувакку (обломков пород — 80 %, полевых шпатов — 15 %, кварцевых зерен — 5 %). Принимая все обломки пород за 100 %, устанавливаем в шлифе содержание конкретных типов обломков. Если песчаник содержит 60 % обломков вулканических и plutonic пород, 30 % обломков кремнистых пород и 10 % — осадочных, то он является петрокластической грауваккой. Разновидность песков и песчаников для семейства аркозов устанавливается путем определения содержания в шлифе калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, средних и основных плагиоклазов.

Часто кроме основных породообразующих минералов в песчаной породе в качестве обломков присутствуют и другие минералы. Обычно встречаются обломочные слюды и глауконит. В зависимости от содержания этих минералов название породы определяется следующим образом (для примера взят кварцевый песчаник с содержанием кварца более 90 %): содержание глауконита 1–5 % — кварцевый песчаник с глауконитом; 5–25 % — глауконитсодержащий кварцевый песчаник; 25–50 % — глауконито-кварцевый песчаник; 50–75 % — кварцево-глауконитовый песчаник; 75–95 % — кварцсодержащий глауконитовый песчаник; > 95 % — глауконитовый песчаник с кварцем. Для песчаников, в которых содержание слюд превышает содержание полевых шпатов и кварца, существует собственное название — микалиты.

Свои названия, отличные от принятой номенклатуры, имеют породы, которые в качестве обломочного содержат один или два практически или промышленно интересных минерала. В природе существуют, но встречаются довольно редко, следующие подобные пески и песчаники: серпентиновые, оливиновые, пироксеновые и амфиболовые, нефелиновые, апатитовые, галенитовые, сфалеритовые, ильменит-циркон-рутил-монацитовые, гематит-магнетитовые, гранатовые, хромитовые, касситеритсодержащие и др. Покажем образование названий таких пород на примере: если в олигомиктовом песчанике присутствуют гранаты в количестве от 1 до 2 %, то название породы — олигомиктовый песчаник с гранатами, 2–10 % — гранатосодержащий песчаник, более 10 % — гранатовый песчаник.

Состав цемента также может быть отражен в названии песчаной породы. Так, если кальцитовый цемент присутствует в количестве от 5 до 25 %, то к названию добавляют «с известковистым цементом», от 25 до 50 % — «с известковым цементом». В случае, когда прилагательного, образованного от названия минерала, с суффиксом «-ист-» не существует (например, полевошпатовый), содержание цемента можно указать в скобках в процентах после названия цемента.

Таким образом, название породы, отражающее минеральный состав, может быть довольно сложным. Например, слюдосодержащий калиевый аркоз с глинистым цементом (15 %).

1.2.5. Количественный подсчет минеральных компонентов под микроскопом

Наиболее простым методом определения процентного содержания минеральных составляющих является сравнение распределения в шлифе того или иного компонента с эталонными трафаретами (рис. 8). Таким образом можно установить соотношение обломочной части и цемента, а также обломочных компонентов между собой. Метод этот приближителен, но вполне подходит для быстрого подсчета относительного содержания компонентов песчаных пород.

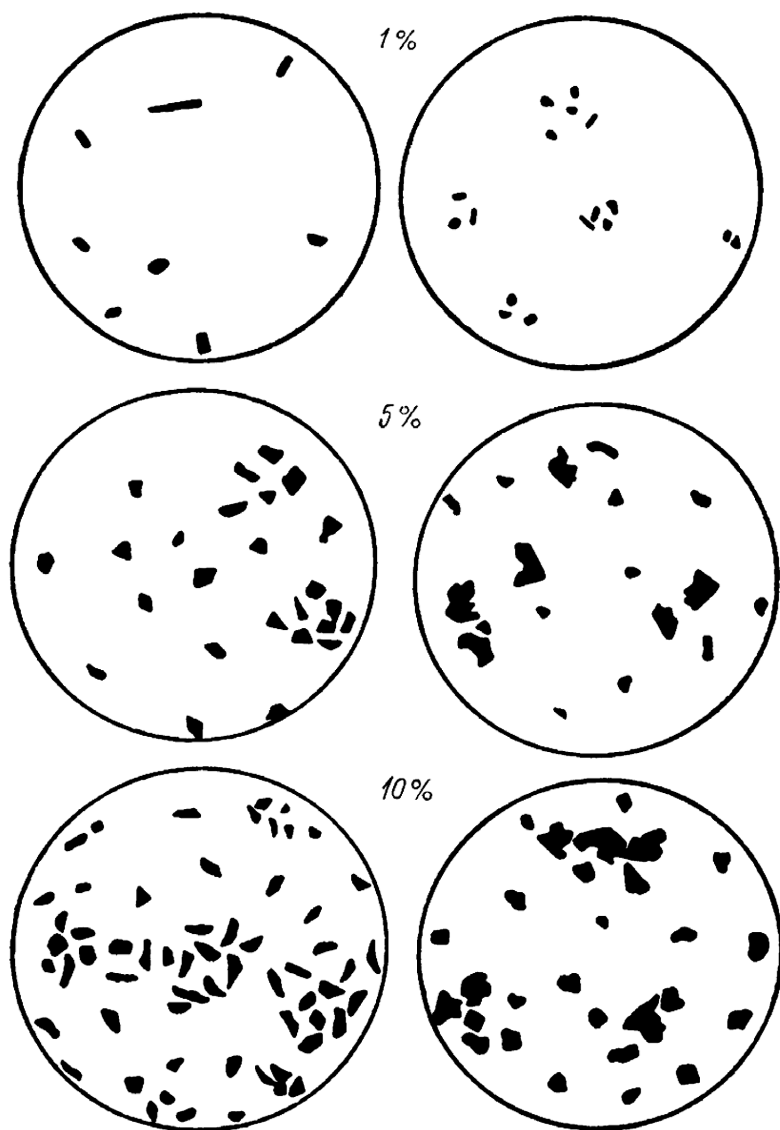
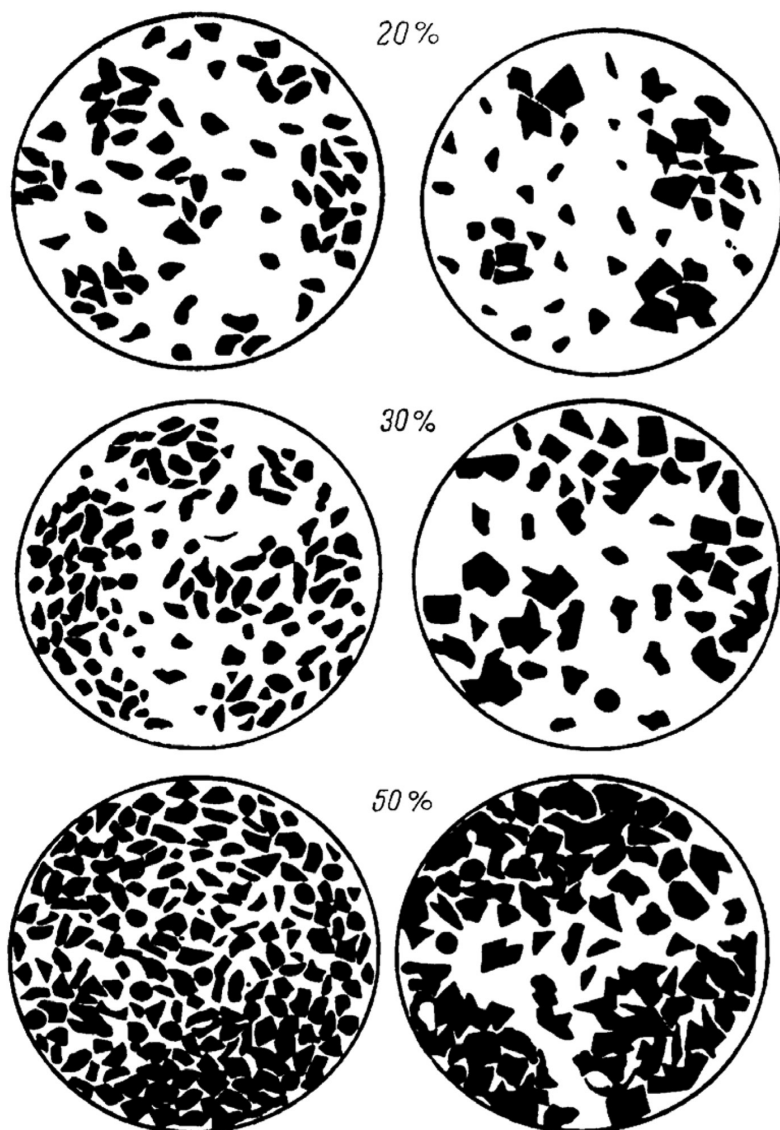


Рис. 8. Трафареты для визуального определения

Другой метод более трудоемок, но гораздо точнее. Количественное содержание компонентов устанавливается с помощью сетки, встроенной в окуляр, прилагаемый к микроскопу ПОЛАМ-113. На нескольких различных участках шлифа подсчитывается количество узлов сетки, попавших на тот или иной компонент, и полученные результаты приводятся к 100 %. Рассчитанные таким образом числовые значения соответствуют содержаниям минеральных компонентов в объемных процентах. компонентов



компонентов в шлифах (по: Швецов, 1948)

1.2.6. Схема петрографического описания шлифа песчаной породы

Описание шлифа нужно выполнять сплошным текстом с делением смысловых разделов на абзацы без нумерации (несмотря на то, что схема описания приводится с нумерацией). В описании должны быть отражены следующие существенные моменты.

1. Название породы. В название должно входить, *во-первых*, название по минеральному составу обломочной части, определенное по треугольной диаграмме В. Д. Шутова и по дочерним треугольникам состава (например, литокластическая кварцевая граувакка); *во-вторых*, если в обломочной части присутствуют и другие минералы, то это обязательно отражается в названии (например, литокластическая кварцевая граувакка с глауконитом); *в-третьих*, при содержании цемента более 5 % его минеральное наименование добавляется к названию (например, литокластическая кварцевая граувакка с глауконитом и с кремнистым (15 %) цементом); *в-четвертых*, указывается структурное название породы по размеру зерен (например, средне-крупнозернистая литокластическая кварцевая граувакка с глауконитом и с кремнистым (15 %) цементом); *в-пятых*, в название включается название примеси непесчаных зерен при значительном (более 5 %) их содержании (например, гравелитистая средне-крупнозернистая литокластическая кварцевая граувакка с глауконитом и с кремнистым (15 %) цементом).

Следует иметь в виду, что название породы вписывается в начало описания после того, как шлиф уже описан и качественно и количественно определены все структурные и минеральные компоненты. Иначе дать название породе невозможно.

2. Минеральные компоненты обломочной части, их поочередное описание от компонента с большим содержанием к компоненту с меньшим содержанием с отражением следующих характеристик:

- оптические и другие признаки, по которым минерал был определен;
- минимальный, максимальный и средний размеры зерен данного минерала, окатанность зерен;
- типоморфные особенности минеральных зерен — наличие продуктов выветривания, их описание, наличие включений в зернах (минеральных, газовой-жидких и др.), трещиноватости, спайности, изменений контуров зерен (растворения, наращивания), а также форма зерен, если она несет следы габитуса минералов материнских пород, и др.;
- процентное содержание каждого обломочного минерала относительно всей обломочной части.

3. Структура обломочной части:

- размеры обломочных зерен (при подробном изучении — по результатам granulometric analysis в шлифе), их сортированность, окатанность по пятибалльной шкале (при подробном изучении — с расчетом коэффициента окатанности);
- общее структурное название.

4. Соотношение обломочной части и цемента, минеральный состав цемента (в случае выявления в цементе двух и более минералов указывается их процентное содержание по отношению к цементу).

5. Структуры цемента — отдельно для каждого минерального типа.
6. Примеси — обломочные зерна непесчаных размеров (при значительном содержании вносится в название), органическое и углеродистое вещество, остатки организмов, акцессорные минералы и др.
7. Микротекстура породы и некоторые физические свойства, с ней связанные, — размер и сообщаемость пор, анизотропия.
8. Стадийность вторичных минералообразований.

Приведем примеры описания шлифов различных песчаных пород. Это шлифы из учебной коллекции кафедры осадочной геологии Института наук о Земле СПбГУ.

Шлиф № 10-5 (рис. 9, а, б). Данный шлиф необходимо диагностировать и изучать (вести подсчет компонентов, определять структуры) при увеличении объектива 2,5–4х, поскольку песчаник состоит из довольно крупных зерен; детализировать состав и строение компонентов — при увеличении объектива 9–10х.

Название. Крупно-среднезернистый олигомиктовый песчаник с кварцевым (15–20 %) цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, калиевыми полевыми шпатами и различными по составу обломками пород.

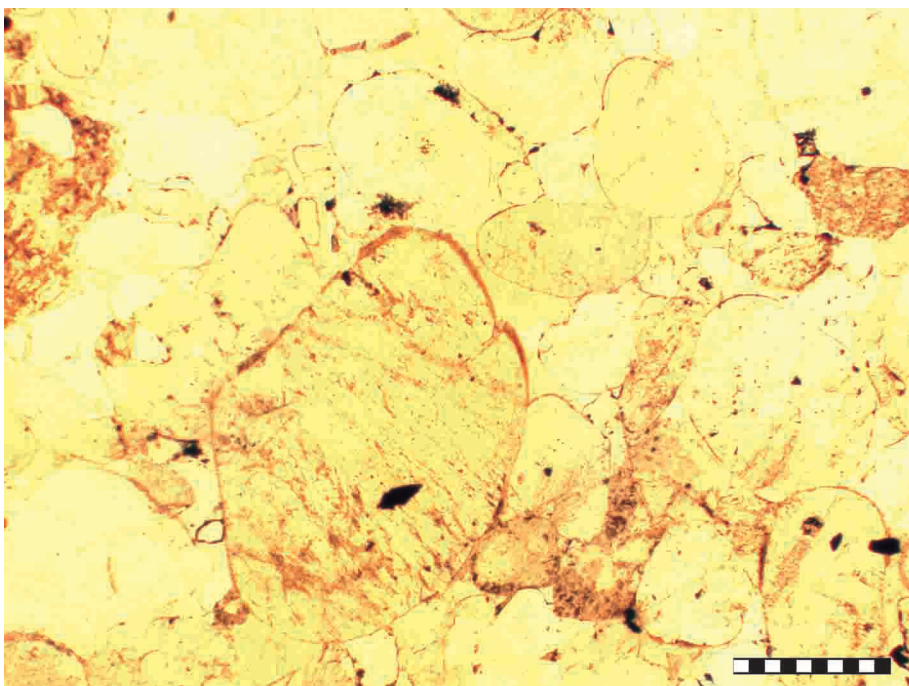
Обломочная часть. Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам. Кварцевые зерна чистые, некоторые из них содержат включения, возможно, газовой-жидкой фазы. Большинство зерен оконтурены буроватой каймой, особенно хорошо видной в параллельных николях и представляющей собой, вероятно, сингенетичное глинистое вещество, «налипшее» на кварцевые зерна. Минимальный размер обломков составляет около 0,15 мм, максимальный — 2,2 мм, средний — 0,4 мм. Зерна хорошо и идеально окатанные и, как правило, имеют сферичный облик, но есть обломки и овальной формы с соотношением длинной оси к короткой 2:1. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 80–85 %.

Зерна полевых шпатов практически не выветрели, чистые, некоторые покрыты бурым налетом с сохранением прозрачности, единичные полностью непрозрачны. Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями — микроклином (с двойниковой решеткой) и ортоклазом, которые диагностируются по наличию спайности, серым цветам интерференции, показателям преломления ниже канадского бальзама, цвету продуктов замещения и другим известным признакам. Размер зерен полевых шпатов тот же, что и у кварца, окатанность немного меньше — обломки в основном хорошо окатаны, но часто имеют неправильные формы. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 10–15 %.

Зерна обломков пород присутствуют в небольших количествах (около 5 %), они хорошо окатаны и имеют сходные с остальными размеры — 0,4–0,8 мм. Подавляющее большинство из них составляют кварциты и микрокварциты, также присутствуют обломки зернистых пород и кислых магматических.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размером 0,1–0,25 мм составляет 15 %; 0,25–0,5 мм — 52 %; 0,5–0,1 мм — 24 %; 1–2 мм — 9 %, что соответствует крупно-среднезернистой структуре. Таким образом, порода является среднесортированной. Зерна хорошо и идеально окатанные, класс окатанности большинства зерен — 3–4.

a



б

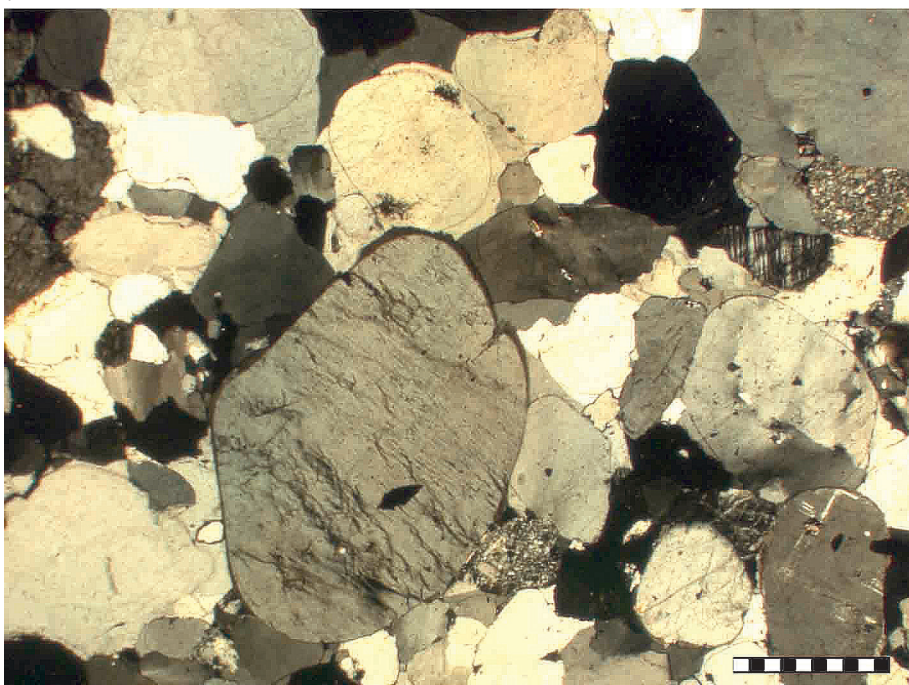


Рис. 9. Крупно-среднезернистый олигомиктовый песчаник с кварцевым (15–20 %) цементом (шлиф № 10-5):

a — николи ||, *б* — николи ×. Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

Структура обломочной части — крупно-среднезернистая, среднесортированная, хорошо и идеально окатанная.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 80–85 и 20–15 % соответственно.

Цемент. Минеральный состав цемента — кварцевый (90 %), что определяется по характерным для кварца оптическим признакам, и глинистый (10 %).

Структурный тип кварцевого цемента: по количеству и распределению в породе — закрыто-поровый, по равномерности заполнения порового пространства — сплошной равномерный, по степени кристалличности — пойкилитовый, по взаимоотношению с обломочными зернами — конструктивный регенерационный; структурный тип глинистого цемента: по количеству и распределению в породе — контурный, по равномерности заполнения порового пространства — сплошной равномерный, по взаимоотношению с обломочными зернами — конструктивный пленочный.

Генезис. Данная порода была сформирована, скорее всего, в платформенных условиях, о чем свидетельствует ее высокая зрелость (большое количество кварцевых зерен и их высокая окатанность). Чистота зерен калиевых полевых шпатов может говорить о «безводном» климате, существовавшем во время образования породы, с преобладанием физического выветривания. Глинистый цемент является, по всей видимости, седиментационным, образовавшимся в результате обволакивания зерен глинистым веществом в процессе перемещения на стадии мотогенеза. Кварцевый цемент — вторичный катагенетический.

Шлиф № 12-1 (рис. 10, а, б). Данный шлиф необходимо диагностировать и изучать при увеличении объектива не менее 20–25х в связи с довольно мелкими обломками, но используя при этом и увеличение 9–10х для оценки общих свойств и признаков породы — микротекстур, ориентировки частиц, распределения обломков и т. п.

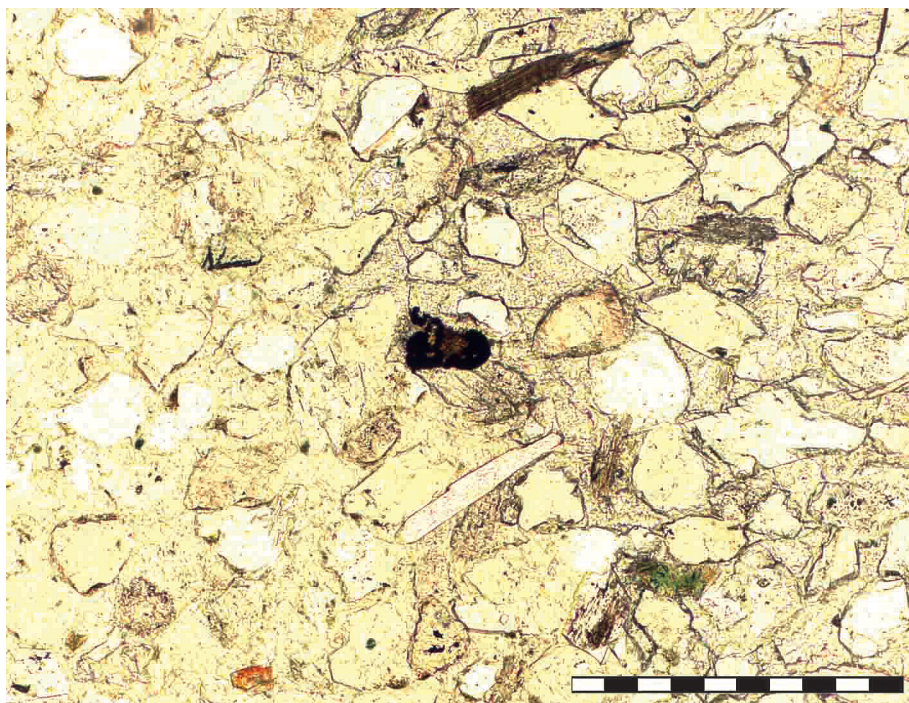
Название. Алевритистый тонко-мелкозернистый слюдосодержащий кварцевый песчаник с известковым цементом.

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, слюдами и глауконитом.

Обломочная часть. Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам. Кварцевые зерна чистые, некоторые из них содержат включения, возможно, газовой-жидкой фазы. Минимальный размер составляет 0,03–0,04 мм, максимальный — 0,15 мм, средний — порядка 0,1 мм. Зерна угловатые и плохо окатанные, но ни первоначальный размер обломков кварца, ни окатанность не могут быть точно определены, так как большинство зерен «съедены» наступающим на них карбонатным цементом. Наблюдаются отдельные зерна, практически полностью замещенные карбонатами. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 85–90 %.

Среди полевых шпатов присутствуют примерно в равных количествах чистые зерна, зерна, частично покрытые продуктами пелитизации бурого цвета, и зерна, практически полностью замещенные гидрослюдой. Полевые шпаты диагностируются по наличию спайности, продуктов замещения, серым цветам интерференции и другим известным признакам. Из-за того, что зерен полевых шпатов в породе мало, а из них лишь несколько соприкасаются с кварцевыми зернами или с канадским бальзамом, к тому же они замутнены продуктами выветривания,

а



б

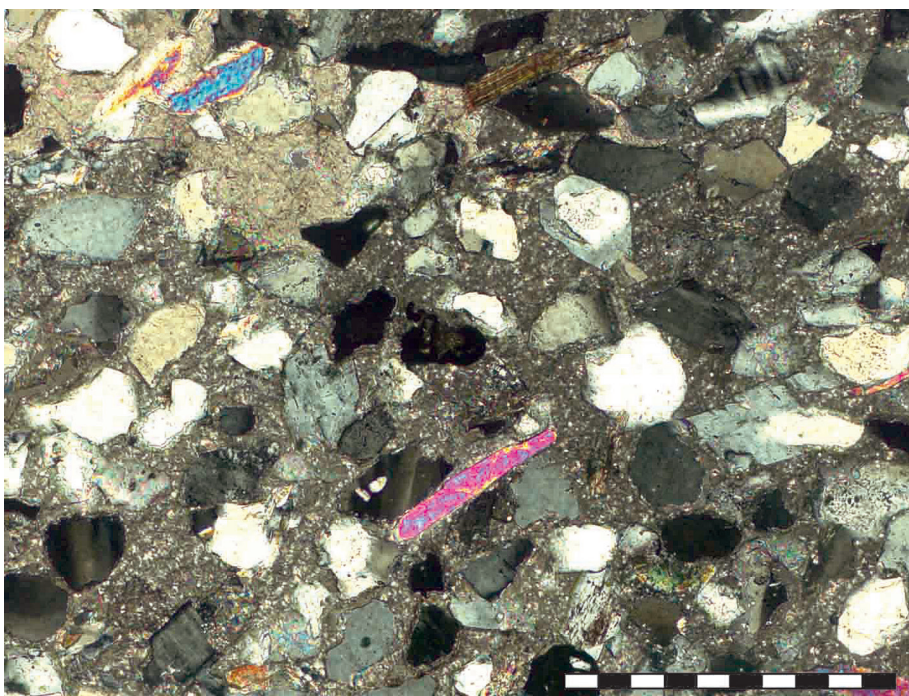


Рис. 10. Алевроитистый тонко-мелкозернистый слюдосодержащий кварцевый песчаник с известковым цементом (шлиф № 12-1):
а — николи ||, б — николи \times . Увел. 100х, масштаб линейки 0,5 мм.

определить принадлежность всех зерен к той или иной группе полевых шпатов невозможно. Диагностика невыветрелых зерен: показатель преломления зерен меньше показателя преломления канадского бальзама, на некоторых из них видна микроклиноватая решетка. Другими словами, определяемые полевые шпаты представлены калиевой разновидностью, в частности микроклином. Размер зерен полевых шпатов тот же, что и у кварца, но максимальный размер чуть больше и составляет 0,2–0,25 мм. Зерна угловатые, часто имеют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Частично подвержены, как и зерна кварца, замещению карбонатным цементом. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 6–8 %.

Слюды в породе хорошо определяются по их оптическим свойствам, спайности и пластинчатому облику. Пластинки слюд равномерно распределены по площади шлифа и ориентированы в одном направлении, часто имеют изогнутую форму вследствие сдавленности кварцевыми зернами, размер пластинок слюд составляет в среднем 0,5 мм, достигая иногда 1 мм. Встречены два минеральных вида: биотит — зеленого, зеленовато-бурого и бурого цветов с сильным плеохроизмом и мусковит — бесцветный. Содержание слюд около 5–6 %, из них биотита — 3–4 %, мусковита — 1–2 %.

Зерна обломков пород присутствуют в небольших количествах (около 5 %), зерна средне и хорошо окатаны и имеют сходные с остальными размеры. Представлены они обломками кремнистых пород, диагностируемых по микрокристаллическому строению, низким цветам интерференции, желтоватому цвету в параллельных николях, показателю преломления ниже канадского бальзама и соответственно низкому рельефу.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размером менее 0,05 мм составляет 5 %; 0,05–0,1 мм — 28 %; 0,1–0,25 мм — 57 %; 0,25–0,5 мм — 10 %, что соответствует тонко-мелкозернистой структуре. Таким образом, порода является среднесортированной. Зерна угловатые и плохо окатанные, класс окатанности большинства зерен — 1.

Структура обломочной части — тонко-мелкозернистая, среднесортированная, плохо окатанная.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 56 и 44 % соответственно.

Цемент. Минеральный состав цемента — кальцитовый, что определяется по перламутровым цветам интерференции, псевдоадсорбции, лапчатым формам кристаллов, наличию спайности и полисинтетических двойников.

Структурные типы цемента: по количеству и распределению в породе — базальный и открыто-поровый, по равномерности заполнения порового пространства — сплошной равномерный, по степени кристалличности — пойкилитовый, по взаимоотношению с обломочными зернами — деструктивный коррозионный.

Примеси. В качестве примесей в песчанике содержатся зерна алевритовой размерности в количестве около 5 %, представленные неокатанными зернами кварца, и включения органического вещества (~1 %) неправильной или округлой формы размером 0,05–0,1 мм, рассеянного равномерно по всей площади шлифа. Органическое вещество является непрозрачным и черным в проходящем свете и белесым в отраженном.

Микротекстура породы слоистая, что связано с ориентированным расположением чешуек слюд в породе.

Генезис. Вся обломочная часть породы накапливалась одновременно. Разная транспортальная способность минералов, связанная с их формой, обусловила значительные расхождения в размерах зерен кварца и слюд. Неясным остается происхождение глауконита: обломочный он или аутигенный — невозможно определить, так как его очень мало в шлифе. Вероятно, одновременно с терригенными минералами происходило осаждение микритового карбонатного вещества, которое затем, на стадии эпигенеза, постепенно раскристаллизовалось в крупные кристаллы кальцита, заместившие частично даже кварцевые зерна. Продукты пелитизации и гидрослюда на зернах полевых шпатов, скорее всего, начали образовываться еще на стадии седиментогенеза.

Шлиф № 14-7 (рис. 11, а, б). Данный шлиф необходимо диагностировать и изучать при увеличении объектива не менее 20–25х в связи с довольно мелкими обломками, но используя при этом и увеличение 9–10х для оценки общих свойств и признаков породы — микротекстур, ориентировки частиц, распределения обломков и т. п.

Название. Алевритистый мелко-тонкозернистый олигомиктовый песчаник с гидрослюдистым (25–30 %) цементом.

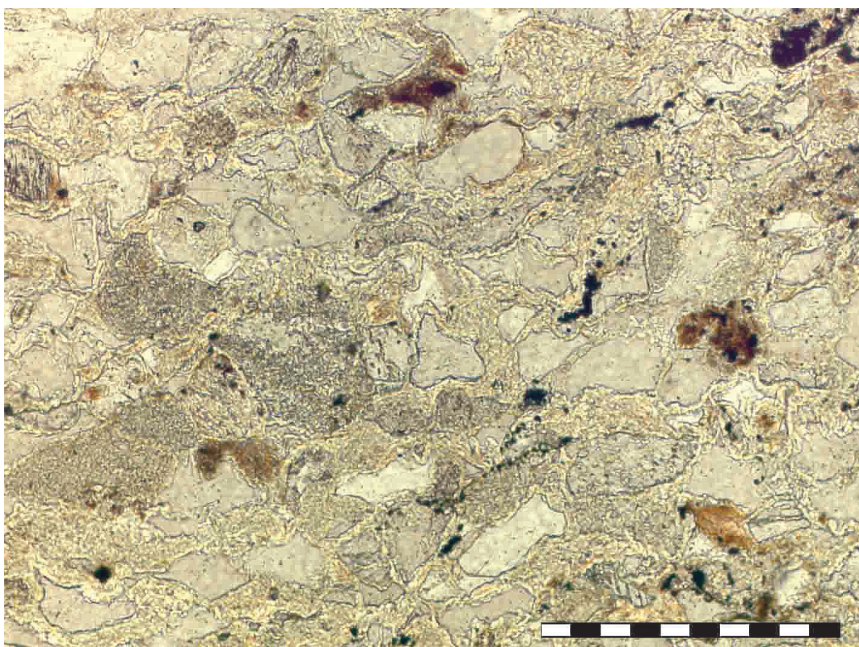
Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, слюдами.

Обломочная часть. Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам. Кварцевые зерна чистые. Минимальный размер составляет 0,03–0,04 мм, максимальный — 0,54 мм, средний — порядка 0,15–0,2 мм. Зерна угловатые и плохо окатанные, неправильной формы. Большинство зерен корродированы гидрослюдистым цементом, поэтому первоначальный размер обломков и окатанность зерен кварца не могут быть точно определены. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 75–80 %.

Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями, в большинстве случаев микроклином, который легко диагностируется по микроклиновой решетке, и плагиоклазами с хорошо развитыми полисинтетическими двойниками. Минеральные виды плагиоклазов определить затруднительно из-за сильного развития их вторичных изменений (серицитизации) вплоть до полного уничтожения зерен, хотя чистые разности, скорее всего, принадлежат к кислым плагиоклазам (определено методом симметричного погасания). Соотношение зерен калиевых полевых шпатов и плагиоклазов примерно 1:1. В общем, среди полевых шпатов присутствуют примерно в равных количествах более чистые зерна, зерна, частично покрытые продуктами изменения (пелитизации, серицитизации) или с проникновением цемента по трещинам спайности, и зерна, практически полностью замещенные гидрослюдами. Размер зерен полевых шпатов тот же, что и у кварца. Зерна угловатые, часто имеют призматическую форму с хорошо выраженной спайностью. Содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет 15–20 %.

Слюды в породе хорошо определяются по их оптическим свойствам, спайности и пластинчатому облику. Пластинки слюд равномерно распределены по площади, часто имеют изогнутую форму вследствие сдавленности кварцевыми зернами, размер пластинок слюд составляет в среднем 0,5 мм, достигая иногда 1 мм. Встре-

a



б

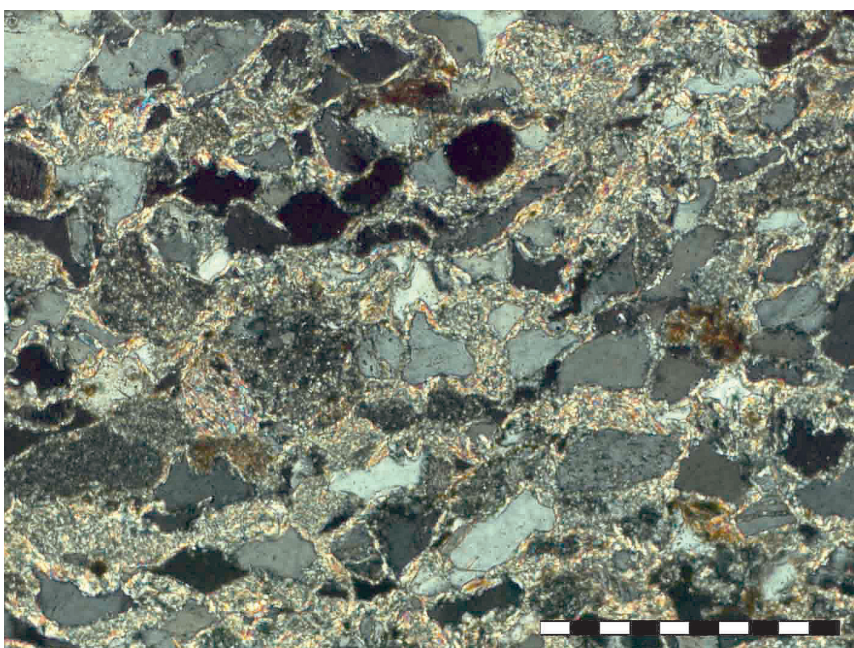


Рис. 11. Алевролитистый мелко-тонкозернистый олигомиктовый песчаник с гидрослюдистым (25–30%) цементом (шлиф № 14-7):

a — николи ||, *б* — николи \times . Увел. 100х, масштаб линейки 0,5 мм.

чены два минеральных вида: биотит — зеленого, зеленовато-бурого и бурого цветов с сильным плеохроизмом и мусковит — бесцветный. Содержание слюд около 5–6 %, из них биотита 3–4 %, мусковита 1–2 %.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размером менее 0,05 мм составляет 5 %; 0,05–0,1 мм — 71 %; 0,1–0,25 мм — 19 %, что соответствует мелко-тонкозернистой структуре. Таким образом, порода является среднесортированной. Зерна угловатые и плохо окатанные, класс окатанности большинства зерен — 1.

Структура обломочной части — мелко-тонкозернистая, среднесортированная, плохо окатанная.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 70–75 и 25–30 % соответственно.

Цемент. Минеральный состав цемента — гидрослюдистый (иллит), что определяется по высоким цветам интерференции, относительно высокому показателю преломления, структурным особенностям.

Структурные типы цемента: по количеству и распределению в породе — открыто- и закрыто-порovýй, по равномерности заполнения порового пространства — сплошной равномерный, по степени кристалличности — мелкозернистый(?), по взаимоотношению с обломочными зернами — деструктивный коррозионный, проникновения, замещения.

Примеси. В качестве примесей в песчанике содержатся зерна алевроитовой размерности (около 5 %), представленные неокатанными зернами кварца.

Микротекстура породы ориентированная, что связано с направленным расположением «прожилок» гидрослюдистого цемента.

Генезис. Данная порода была сформирована, вероятно, в условиях быстрого захоронения, о чем свидетельствуют плохая окатанность и сортированность, а также наличие изначально сингенетического глинистого матрикса, преобразованного/раскристаллизованного в гидрослюды. Накопление песчаников, возможно, происходило на пассивных континентальных окраинах (большое количество неокатанных обломков кварца, калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов, предположительно наличие глинистого матрикса). Цемент вторичный катагенетический, сформирован в результате преобразования глинистого матрикса и полевых шпатов.

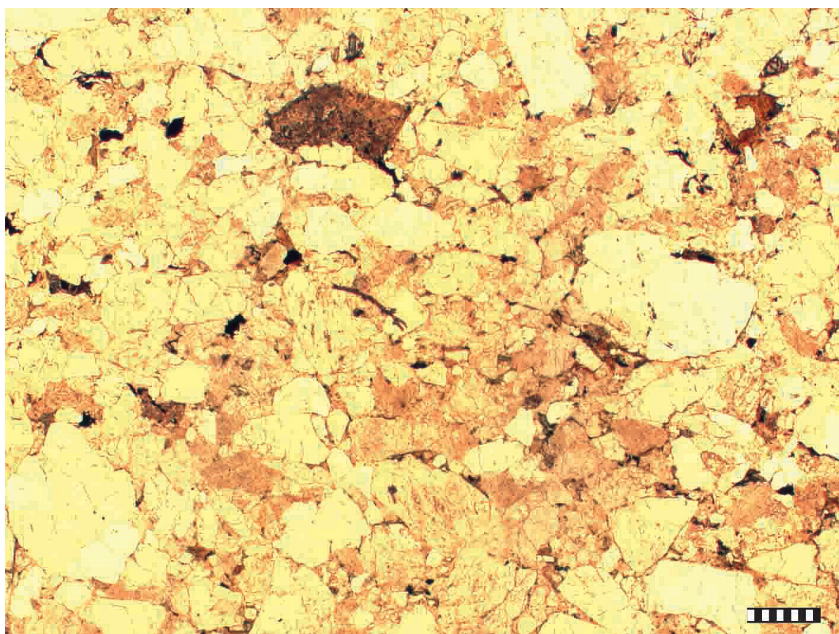
Шлиф № 14-21 (рис. 12, а, б). Данный шлиф необходимо диагностировать и изучать (вести подсчеты компонентов, определять структуры) при увеличении 2,5–4х, поскольку песчаник состоит из довольно крупных зерен, детализировать состав и строение компонентов — при увеличении 9–10х.

Название. Средне-мелкозернистый калий-натровый аркоз (К-Na аркозовый песчаник).

Порода состоит из обломочной части и практически не имеет цемента. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами и немногочисленными обломками пород.

Обломочная часть. Кварц диагностируется по характерным для него оптическим свойствам. Кварцевые зерна чистые. Минимальный размер составляет около 0,05 мм, максимальный — 1 мм, средний — примерно 0,25 мм. Зерна угловатые и плохо окатанные. Содержание кварца от всей обломочной части составляет около 50 %.

a



б

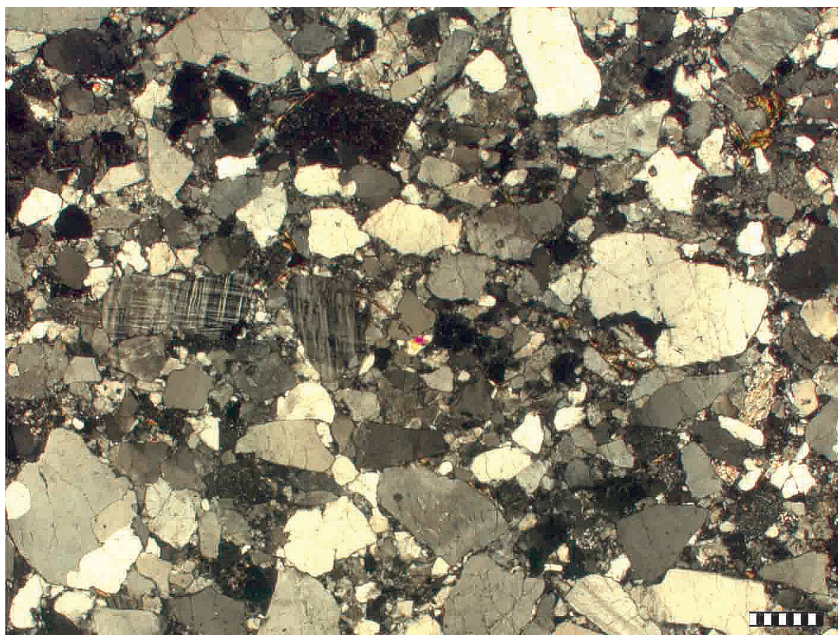


Рис. 12. Средне-мелкозернистый калий-натровый аркоз (шлиф № 14-21):
a — николи ||, *б* — николи \times . Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

Полевые шпаты имеют такой же разброс размеров зерен, как и кварц. Зерна угловаты, часто призматической или иной формы. Среди них диагностируются кислые плагиоклазы (методом симметричного погасания), количество которых в породе составляет примерно 30 % от общего числа обломочных зерен. Зерна плагиоклазов в небольшой степени подвержены вторичным изменениям — пелитизации в серых тонах и серицитизации. Единичные зерна полностью замещены серицитом или гидрослюдами (иллитом). Калиевые полевые шпаты диагностируются по показателям преломления ниже канадского бальзама, бурым цветом пелитизации, микроклин — по двойниковым решеткам. Степень вторичного изменения зерен невысока. Соотношение плагиоклазов и калиевых полевых шпатов 3:2. Общее содержание полевых шпатов от всей обломочной части составляет примерно 45 %.

Зерна обломков пород присутствуют в небольших количествах (около 3 %), зерна средне и хорошо окатаны, имеют сходные с остальными размеры. Представлены они обломками кремнистых пород, диагностируемых по микрокристаллическому строению, низким цветам интерференции, желтоватым цветам в параллельных николях, показателю преломления ниже канадского бальзама и низкому рельефу, а также обломками зернистых пород.

Слюды в породе хорошо определяются по их оптическим свойствам, спайности и пластинчатому облику. Пластинки слюд равномерно распределены по площади шлифа, сдавлены, смяты другими зернами и располагаются между ними, вследствие чего имеют изогнутую неправильную форму, достигая по размеру 1 мм. Встречены два минеральных вида: биотит — зеленого, зеленовато-бурого и бурого цветов с сильным плеохроизмом и мусковит — бесцветный. Содержание слюд около 2 %.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размером 0,05–0,1 мм — 6%; 0,1–0,25 мм — 49%; 0,25–0,5 мм — 40%; 0,25–0,5 мм — 6 %, что соответствует средне-мелкозернистой структуре. Таким образом, порода является среднесортированной. Зерна угловатые и плохо окатанные, класс окатанности большинства зерен — 0–1.

Структура обломочной части — средне-мелкозернистая, среднесортированная, плохо окатанная.

Цемент. Цемент в породе практически отсутствует. Структурные соотношения зерен породы — конформные. В качестве цемента можно рассматривать аутигенные хлориты, содержание которых в песчанике составляет около 1 %.

Генезис. Обилие зерен полевых шпатов в песчаной породе, их слабая измененность, возможно, свидетельствует об аридном климате, господствовавшем при формировании песчаных осадков и/или близости коренных пород, богатых этими минералами, служивших источником мобилизации терригенного вещества.

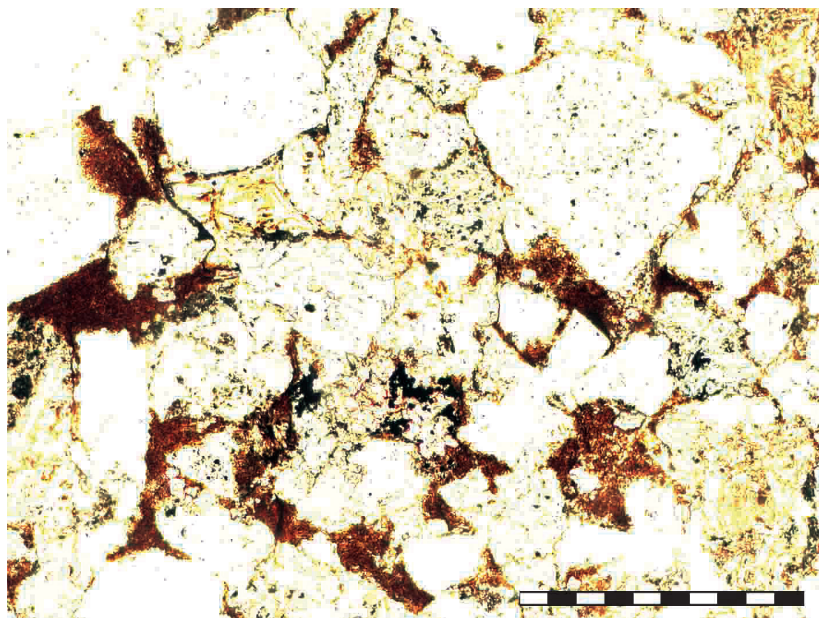
Шлиф № 35-37 (рис. 13, а, б). Данный шлиф необходимо диагностировать, изучать, вести подсчеты компонентов при «стандартном» увеличении объектива 9–10х в связи со средними размерами зерен.

Название. Средне-мелкозернистая полимиктовая граувакка (полимиктовый граувакковый песчаник).

Порода состоит из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена обломками кремнистых и вулканических пород, кварцем, плагиоклазами.

Обломочная часть. Обломки кремнистых пород диагностируются по микроили мелкокристаллическому строению, низким цветам интерференции, желтова-

a



б

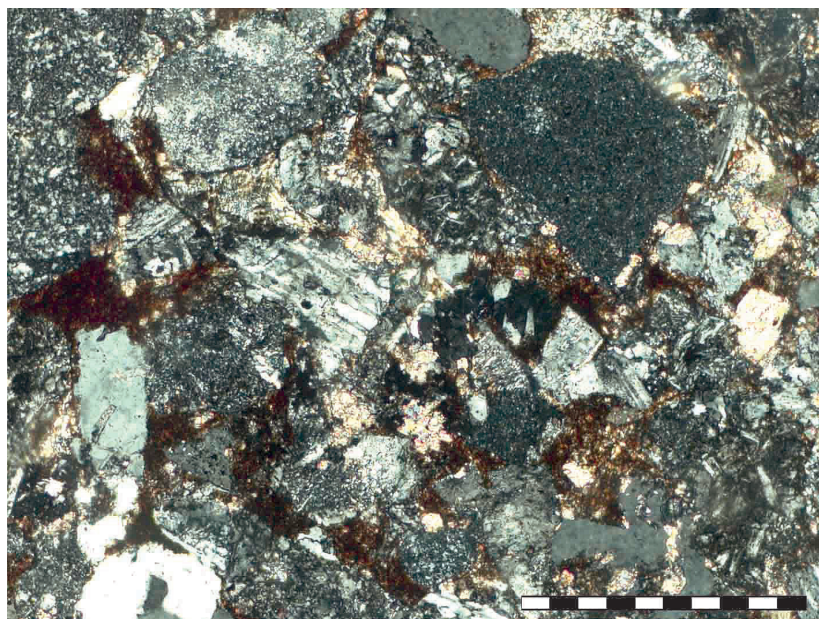


Рис. 13. Средне-мелкозернистая полимиктовая граувакка (полимиктовый граувакковый песчаник (шлиф № 35–37):

a — николи ||, *б* — николи \times . Увел. 100х, масштаб линейки 0,5 мм.

тым цветам в параллельных николях, показателю преломления ниже канадского бальзама и соответственно низкому рельефу. Зерна чистые, иногда со сферолитами размером 0,01 мм и микрожилами кварца. Минимальный размер зерен составляет 0,05 мм, максимальный — около 1 мм, средний — 0,2 мм. Обломки средней или плохой окатанности. Их содержание в песчанике составляет 40–50 %.

Обломки вулканических пород диагностируются прежде всего по порфировой структуре с лейстами кристаллов санидина. Количество таких хорошо диагностируемых, немного подверженных вторичным изменениям зерен не так много — около 20–30 % от всех, относимых к вулканическим. Остальные имеют довольно сильные вторичные изменения — покрыты коричнево-бурым налетом с сохранением прозрачности или полностью непрозрачны. Тем не менее, по характеру изменений следует относить их к обломкам вулканических пород, имеющих весьма низкую химическую устойчивость в поверхностных условиях. Небольшая часть зерен нацело замещена гидрослюдами (иллитом). Размер обломков вулканических пород сходен с размером кремнистых. Они также имеют плохую и среднюю окатанность.

Кварца в песчанике довольно мало — около 10 %. Зерна чистые, среднеокатанные.

Плагиоклазы (предположительно, альбит) диагностируются по полисинтетическим двойникам и другим признакам, имеют чистые зерна и, как правило, призматический облик. Их содержание в породе примерно 5 %.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размером 0,05–0,1 мм — 8 %; 0,1–0,25 мм — 46 %; 0,25–0,5 мм — 38 %; 0,5–1,0 мм — 8 %, что соответствует средне-мелкозернистой структуре. Таким образом, порода является среднесортированной, возможно даже плохо сортированной. Зерна плохо и среднеокатанные, класс окатанности большинства зерен — 2.

Структура обломочной части — средне-мелкозернистая, средне-, плохо сортированная, среднеокатанная.

Содержание обломочной части и цемента в породе составляет 80 и 20 % соответственно.

Цемент. Цемент представлен непрозрачным коричнево-бурым веществом с наличием в нем карбонатной составляющей, что угадывается по характерным для карбонатов интерференционным цветам. Кроме того, отдельными пятнами или прожилками встречаются — в порядке распространенности — кристаллы кальцита, хлориты, редко цеолиты.

Структурный тип цемента, представленного непрозрачным веществом: по количеству и распределению в породе — закрыто-поровый, по равномерности заполнения порового пространства — сплошной неравномерный, по степени кристалличности — микрокристаллический, по взаимоотношению с обломочными зернами — независимой цементации; структурный тип кальцитового, хлоритового, цеолитового цементов: по количеству и распределению в породе — закрыто-поровый, по равномерности заполнения порового пространства — островной, по степени кристалличности — агрегатный, мелкокристаллический, по взаимоотношению с обломочными зернами — независимой цементации.

Генезис. Образование песчаника связано с размывом вулканических пород или вулканической деятельностью, которые поставляли материал для его формирования.

2. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ — КАРБОНАТОЛИТЫ

Карбонатные породы — это осадочные образования, более чем на 50 % сложенные карбонатными минералами — солями угольной кислоты. По вещественно-структурной классификации (Систематика..., 1998) карбонатные породы относятся к надклассу карбонатов. Наиболее широко распространенными карбонатными породами являются известняки и доломиты. Сидериты, магнезиты, родохрозиты, сода имеют существенно меньшее распространение.

Специфика карбонатных пород заключается в большом разнообразии структурных видов, что объясняется разнообразием условий и способов их формирования.

Меньшая по сравнению с алюмосиликатным веществом устойчивость породообразующих карбонатных минералов при изменении геохимических и термобарических условий определяет широкий спектр постседиментационных изменений карбонатных пород. Эти породы характеризуются сложным характером пустотного пространства, формирование которого обусловлено как их структурно-текстурными особенностями, закладывающимися в стадии седиментации, так и различными постседиментационными преобразованиями.

2.1. Классификация карбонатных пород по минеральному составу

Карбонатные породы классифицируются прежде всего по составу породообразующих карбонатных минералов, и названия этих пород соответствуют названию минерала, на содержание которого в породе приходится более половины объема (доломиты, сидериты, магнезиты и др.). Например, порода, более чем на 50 % сложенная из $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, будет относиться к доломитам. Исключение составляют известняки, для которых породообразующими минералами являются арагонит и кальцит.

Возможность определения различных карбонатных минералов в шлифах ограничена в силу схожести их оптических признаков. Рассматриваемые минералы характеризуются бесцветной или желтоватой, розовой окраской, имеют сильное двупреломление, ярко выраженную псевдоабсорбцию, весьма совершенную спайность по ромбоэдру.

Практически карбонатные минералы в шлифах можно приближенно диагностировать по кристаллизационной силе, выражающейся в форме зерен, по наличию или отсутствию двойников, по показателям преломления, осности кристаллов. Сила кристаллизации наименьшая у кальцита, значительно большая у доломита и максимальная у сидерита. Форма зерен кальцита неправильная — «лапчатая», одновременно в шлифе можно наблюдать кристаллы разной размерности. Для доломита характерна ромбоэдрическая форма зерен, часто с зональным строением, зерна доломита обычно имеют очень небольшой разброс по размерам. Для сидерита характерны субромбоэдрические формы зерен, кристаллы могут достигать относительно больших размеров.

Полисинтетические двойники наиболее типичны для кальцита и арагонита, редки для доломита и сидерита, редко встречаются у анкерита и родохрозита и отсутствуют у магнезита.

По показателям преломления карбонатные минералы разбиваются на две группы: у кальцита, арагонита, доломита, анкерита и магнезита один из показателей преломления меньше показателя преломления канадского бальзама, у остальных оба показателя преломления выше.

По оптической осности диагностируется арагонит — двуосный отрицательный минерал.

Разнообразие карбонатных минералов не ограничивается описанными выше, но их практическое определение в шлифах чаще всего оказывается невозможным и требует специальных минералого-химических методов диагностики.

Оптические признаки основных карбонатных минералов приведены в табл. 5.

Достаточно простым и надежным методом диагностики карбонатных минералов служит метод окрашивания в шлифах. Наиболее распространенным является окрашивание ализариновым красным с соляной кислотой. Ализариновый красный окрашивает арагонит и кальцит в розовый цвет, доломит остается бесцветным. В окрашенных шлифах можно оценить процентное соотношение этих минералов. Подробное описание реакций окрашивания карбонатных минералов приводится Н. В. Логвиненко и Э. И. Сергеевой (Логвиненко, Сергеева, 1986).

Название карбонатных пород по вещественному признаку дается исходя из содержания основного породообразующего минерала и второстепенных примесных. Наиболее характерный переходный ряд карбонатолитов — это известково-доломитовые породы, номенклатура которых отражена в табл. 6.

Карбонатные породы образуют непрерывные переходные ряды с породами обломочными и глинистыми. В этом случае их вещественный состав характеризуется помимо карбонатных минералов алюмосиликатными примесями, которые необходимо учитывать в названии породы (в случае, если их содержание превышает 5 %).

При классификации глинисто-карбонатных пород широко используется треугольная диаграмма С. Г. Вишнякова (Систематика..., 1998), по которой учитывается соотношение в породе кальцита, доломита и глинистой фракции (рис. 14). Подобным образом можно классифицировать известково-доломитовые породы с примесью алевритового и песчаного материала.

В названии породы сложного вещественного состава учитываются вещественные компоненты, содержания которых больше 5 %. При этом на первое место ставится название минерала/минеральных компонентов с наименьшим содержанием в породе, а на последнее место — название преобладающего. Можно в названии указывать процентные соотношения минералов. Например, глинисто (10 %)-доломитовый (30 %) известняк.

Кроме обломочных и глинистых фракций в карбонатных породах широко распространены в качестве примесей гидроокислы и окислы железа (общая схема определения рудных минералов приведена в Приложении 3), кремниевые и фосфатные минералы, соли и некоторые другие минеральные компоненты.

Таблица 5. Оптические признаки карбонатных минералов

Минерал, химическая формула	Форма выделения	Двойники	Сингония	Показатели преломления		Двуупреломление	Осноть, оптический знак, удлинение, погасание
				N_o	N_e		
Арагонит $CaCO_3$	Игольчатая, волокнистая, призматическая; образует различные агрегаты, оолиты, слагает органические остатки	Двойники по (110) и полисинтетические двойники	Ромбическая	$N^s = 1,686$ $N^m = 1,681$ $N^p = 1,530$		0,155	Двуосный отрицательный, удлинение отрицательное, погасание прямое
Кальцит $CaCO_3$	Зерна неправильной «тапчатой» формы; образует оолиты, агрегаты, кристаллические массы	Часть полисинтетические двойники		1,658	1,486	0,172	Одноосный отрицательный
Доломит $CaMg(CO_3)_2$	Идиоморфные ромбики, часто с зональным строением, реже призматические и таблитчатые зерна; образует агрегаты, кристаллические массы	Двойники редки, располагаются по короткой диагонали ромба	Тригональная	1,679–1,703	1,500–1,520	0,178–0,185	Одноосный отрицательный, дисперсия сильная
Анкерит $Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$		Двойники редки		1,728–1,741	1,531–1,536	0,197–0,205	Одноосный отрицательный
Магнезит $(Mg, Fe)CO_3$	Ромбические, призматические, таблитчатые кристаллы, крупнозернистые, волокнистые, пластинчатые агрегаты	Двойников нет		1,700	1,509	0,191	
Сидерит $FeCO_3$	Ромбоэдрические, таблитчатые, призматические, различные агрегаты	Редко полисинтетические двойники		1,875	1,633	0,242	
Родохрозит $MnCO_3$				1,750–1,850	1,540–1,617	0,190–0,230	

Таблица 6. Классификация известково-доломитовых пород
(по: Вишняков, 1933)

Порода	Содержание, масс. %	
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
Известняк	95–100	0–5
Известняк доломитистый	75–95	5–25
Известняк доломитовый	50–75	25–50
Доломит известковый	25–50	50–75
Доломит известковистый	5–25	75–95
Доломит	0–5	95–100

Нерастворимый остаток (глина)

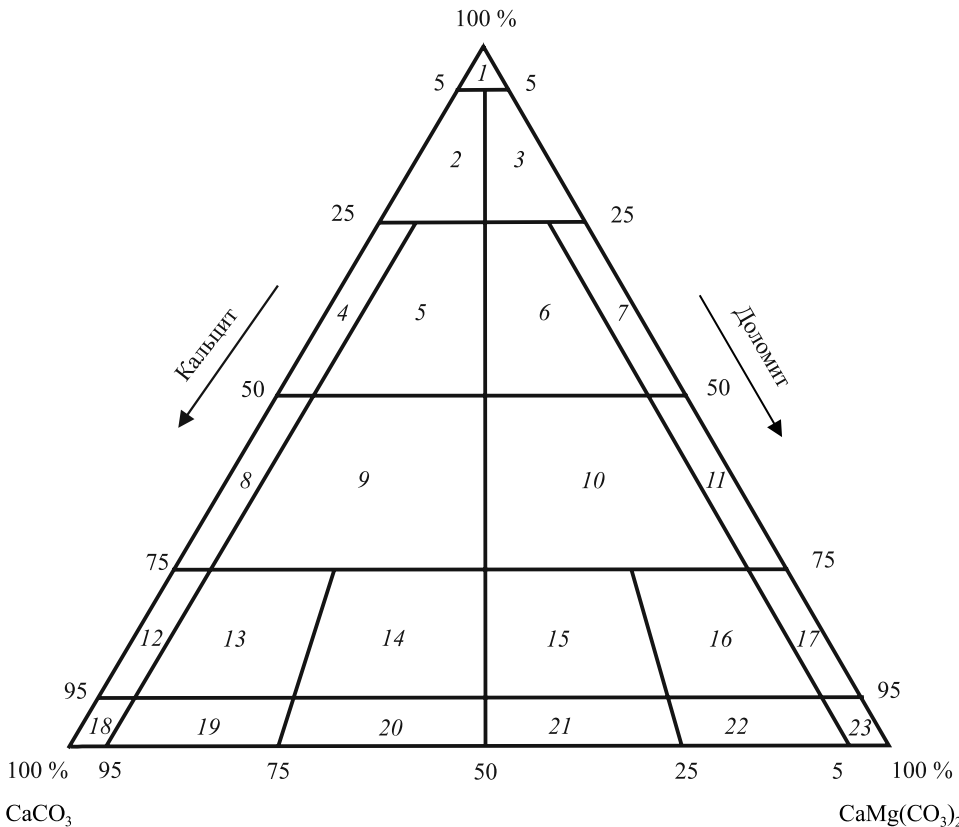


Рис. 14. Классификация карбонатных и глинисто-карбонатных пород (по: Вишняков, 1933):

1 — глина; 2 — глина доломитисто-известковистая; 3 — глина известковисто-доломитистая; 4 — мергель глинистый; 5 — мергель глинистый, доломитисто-известковый; 6 — мергель глинистый, известковисто-доломитовый; 7 — мергель глинистый, доломитовый; 8 — мергель; 9 — мергель доломитисто-известковый; 10 — мергель известковисто-доломитовый; 11 — мергель доломитовый; 12 — известняк глинистый; 13 — известняк глинистый, доломитистый; 14 — известняк глинистый, доломитовый; 15 — доломит глинистый, известковый; 16 — доломит глинистый, известковистый; 17 — доломит глинистый; 18 — известняк; 19 — известняк доломитистый; 20 — известняк доломитовый; 21 — доломит известковый; 22 — доломит известковистый; 23 — доломит.

2.2. Структурные классификации

Из карбонатолитов наибольшим структурным разнообразием отличаются известняки. Эти породы представлены всеми структурными видами, характерными для осадочных пород. Рассмотрим на примере известняков строение и особенности структурных классификаций карбонатолитов.

Строение карбонатной породы определяется типом структурных зерен (компонентов), содержанием цемента и порового пространства.

В качестве структурных зерен в известняках могут выступать обломочные зерна карбонатного состава (литокласты и кристаллокласты), интракластические зерна (микритовые или сложно составные), биоморфные зерна (цельнораковинные и целноскелетные, детритовые и др.), различные сфероагрегаты (оолиты, пизолиты, сферолиты, комки и др.) и кристаллы. Генетический тип зерен определяет название семейства структуры. Выделяются кластолитовая, пелитовая, кристаллоорганолитовая и интракластовая (Систематика..., 1998). Конкретный тип зерен, формирующий породу, дает название ее структурному виду.

Ниже приводится упрощенный вариант структурной классификации известняков по «Систематика...» (1998) с некоторыми изменениями, а также определение некоторых видов структур карбонатных пород.

СТРУКТУРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ

1. Кластолитовые (обломочные структуры)

- 1.1. *Ангулопсефитовая* — структура псефитолитов, образованная угловатыми и плохо окатанными обломками (ниже 1,5 среднего балла окатанности).
- 1.2. *Сферопсефитовая* — структура псефитолитов, образованная окатанными обломками (при оценке по пятибалльной шкале со средним баллом окатанности 1,5–4,0).
- 1.3. *Псаммитовая* — структура породы, более чем на 50 % сложенная частицами песчаной размерности — 0,05–2,0 мм.
- 1.4. *Алевритовая* — структура породы, более чем на 50 % сложенная частицами алевритовой размерности — 0,005–0,05 мм.

2. Пелитовые

- 2.1. *Пелитовая (пелитоморфная)* — структура породы, более чем на 50 % сложенная частицами (зернами) пелитовой размерности (менее 0,005 мм).

3. Кристаллоорганолитовые

3.1. Кристаллитовая

Кристаллическая — структура породы, сложенная кристаллами карбонатных минералов различного размера.

Классифицируется по размеру кристаллов: скрытокристаллические — <0,005 мм; микрокристаллические (или зернистые) — 0,005–0,05 мм; тонкокристаллические — 0,05–0,1 мм; мелкокристаллические — 0,1–0,25 мм; среднекристаллические — 0,25–0,5 мм; крупнокристаллические — 0,5–1,0 мм; грубокристаллические — 1,0–2,0 мм; гигантокристаллические — > 2,0 мм.

По соотношению размера зерен: равнозернистая и разнотернистая (недифференцированная, порфировидная).

3.2. Сферо-агрегатная

3.2.1. *Оолитовая* — структура породы, сложенная оолитами, состоящими из концентров, располагающихся вокруг центрального ядра. Оолиты характеризуются сферически-концентрическим расположением вещества. Оолитоподобные образования различаются по размеру и строению:

- типичные *оолиты* — с центральным ядром, ясными концентрическими границами, небольшого размера (0,5–2 мм), состоящие из кальцита, доломита, арагонита, родохрозита; более крупные (2–5 мм) — *пизолиты*;
- крупные образования того же типа, но обычно менее правильной формы, с нечеткими контурами, волнистой границей слоев, часто без центрального ядра — *бобовины* (5–10 мм), *желваки* и *конкреции* (1–20 см и более);
- образования, похожие на типичные оолиты, но без концентрического строения и центрального ядра — *псевдооолиты*.

Типичные оолиты и отчасти пизолиты образуются в результате кристаллизации в движущейся воде (возможно, образование идет во взвеси), при коагуляции, в результате периодичности жизненного цикла бактерий.

3.2.2. *Пеллетовая* — структура породы, состоящая из пеллет — мелких (от 0,05 и мельче до 2,0 мм) округлых комочков обычно эллипсоидальной или сферической формы карбонатного, а также фосфатного, глинистого или кремнистого состава, не обладающих внутренней структурой и имеющих органическое или физико-химическое происхождение. Пеллеты органического происхождения представляют собой фекалии беспозвоночных организмов, главным образом моллюсков и червей. Величина фекальных пеллет намного меньше, чем собственно копролитов, поэтому ископаемые пеллеты следует считать также копролитами.

3.2.3. *Комковатая* — структура, состоящая из комков (0,1 и мельче – 2,0 мм) пелитоморфного, скрытокристаллического или микрозернистого строения, как правило, неясного генезиса или образованная в результате жизнедеятельности водорослей (в зарубежной литературе под комками в том числе понимают различные составные зерна, включающие два и более компонентов, например оолитов).

3.2.4. *Сферолитовая* — любая структура с радиально-лучистым расположением составных частей породы вокруг некоторых центров.

3.3. Биолитовая (фитолитовая, зоолитовая)

3.3.1. *Онколитовая* — структура, связанная с наличием в породе онколитов, представляющих собой обычно известковые округлые стяжения (желваки) от нескольких мм до первых см, чаще с концентрической волнистой слоистостью, образованные в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей (древних цианобактерий).

3.3.2. *Строматолитовая* — структура, свойственная строматолитам, т. е. органогенно-седиментационным тонкослоистым карбонатным постройкам, являющимся продуктом жизнедеятельности сообществ цианобактерий, бактерий и других микроорганизмов.

- 3.3.3. *Каркасная* — структура, образованная каркасными организмами, захороненными в положении роста в различных органогенных постройках.
- 3.3.4. *Бентономорфная* — структура, связанная с наличием в породе раковин, остатков скелетов бентосных организмов.
- 3.3.5. *Планктономорфная* — структура, связанная с наличием в породе планктонных организмов, в том числе нанопланктона.

Последние две структуры могут быть при этом *цельнораковинными* — состоящими из целых раковин и скелетов карбонатных организмов кальцитового или арагонитового состава, и (или) *детритовыми* — представленными их разрушенными остатками.

Для общей диагностики остатков организмов можно использовать схему определения, приведенную в Приложении 1.

4. Интракластовые

Интракластовая — структура, сформированная интракластами, т.е. специфическими продуктами перемыва осадков, образовавшихся чуть раньше.

Наиболее подробно, особенно для биоморфных (биолитовых) структур, структурная классификация известняков разработана В.Т.Фроловым (Фролов, 1993).

А. П е л и т о м о р ф н ы е (визуально незернистые, с размером зерен < 0,05 мм).

I. Биоморфные:

а. Цельноскелетные.

1. Микрораковинные: 1) фораминиферовые (глобигериновые и др.), 2) остракодовые, 3) птероподовые, 4) сферовые (сферово-водорослевые и др.), 5) микротрохилисковые и др.
2. Нераковинные (каркасные водорослевые и др.).

б. Микробиодетритовые.

1. Монодетритовые: 1) кокколитовые, 2) коралловые и др.
2. Полидетритовые.

в. Микропролитовые.

II. Микросфероагрегатные:

- 1) микроолитовые, 2) микросфероолитовые, 3) микрокомковатые и др.

III. Микрообломочные (алевритовые и др.).

IV. Микросталлобластовые (измененные — перекристаллизованные).

Б. З е р н и с т ы е (визуально, с размером зерен > 0,05 мм).

I. Биоморфные:

а. Цельноскелетные.

1. Цельнораковинные:

- а) крупнораковинные: 1) пелециподовые, 2) гастроподовые, 3) цефалоподовые, 4) брахиоподовые;
- б) мелкораковинные: 1) нуммулитовые, 2) остракодовые, 3) фузулиновые, 4) трохилисковые, 5) гастроподовые, 6) пелециподовые, 7) птероподовые и др.

2. Биогермные (каркасные):

- а) фитоморфные — водорослевые: 1) цианоалгифитовые (из синезеленых водорослей): 1а — строматолитовые, 1б — онколитовые и другие био-сфероагрегатные (боболитовые, катаграфиевые и т.д.); 2) багрянородо-

рослевые (из красных или багряных водорослей): 2а — литотамниевые, 2б — литофиллумовые и др.; 3) зеленоводорослевые (из зеленых водорослей) и др.;

б) зооморфные (из остатков животных): 1) коралловые, 2) строматопоровые, 3) мшанковые, 4) губковые, 5) пелециподовые, 6) гастроподовые, 7) фораминиферовые, 8) серпуловые, 9) баянусовые, 10) полизооморфные и др.

б. Биодетритовые.

1. Монодетритовые — по отдельности из всех перечисленных выше групп организмов и криноидные, эхиноидные.

2. Полидетритовые — из многих перечисленных выше групп организмов.

в. Копролитовые (или пеллетовые) — типы по производящим организмам и размерам.

II. Сфероагрегатные:

1) оолитовые, 2) пизолитовые, 3) бобовые, 4) сферолитовые, 5) псевдооолитовые, 6) узловатые (нодулярные), 7) комковатые, 8) конкреционные и др.

III. Обломочные — подразделяются по размеру, окатанности, сцементированности.

IV. Кристаллобластовые, или кристаллически-зернистые, — являются измененными (перекристаллизованными или гранулированными), а также новообразованными и метасоматическими, различаются по величине зерна и реликтовым структурам.

Кроме характеристики генетических типов зерен при петрографическом описании следует указывать их величину, форму, степень кристалличности, способ их сочетания между собой.

Для карбонатных пород характерен смешанный тип структур, поэтому название структурного вида породы следует строить по традиционным литологическим канонам. На первое место ставится название менее распространенного компонента, на последнее место — название преобладающего. Иногда целесообразно в названии указывать процентные соотношения компонентов. Например, если в породе из всех структурных зерен на биодетрит различной видовой приуроченности приходится 30 %, а на оолиты 70 %, структура будет характеризоваться как полидетрито-оолитовая (30 %-оолитовая (70 %)).

Среди зарубежных классификаций для микроскопических исследований в шлифах применимы схемы Р. Фолка (Folk, 1959) и Р. Данхэма (Dunham, 1962). Эти классификации часто приводятся в литературе (Селли, 1981; Систематика..., 1998).

В основе классификации Р. Фолка (рис. 15) лежат два основных структурных компонента — тип зерен (аллохем) и тип карбонатного цемента: а) тонкодисперсный карбонатный заполнитель — микрит с размером частиц (зерен) 0,001–0,004 мм и б) яснокристаллический — спарит с кристаллами >0,004 мм. В понимании Р. Фолка, микрит — это МИКРокристаллический кальцит (в осадках микрокристаллический кальцитовый ил), в шлифах полупрозрачный и светло-коричневого цвета, состоит из кристаллов химического и биохимического происхождения, а также, в незначительной степени, продуктов механического перетирания раковин организмов. Последующие исследования расширили генетические границы микрита, который по современным представлениям может состоять из нанопланктона, фора-

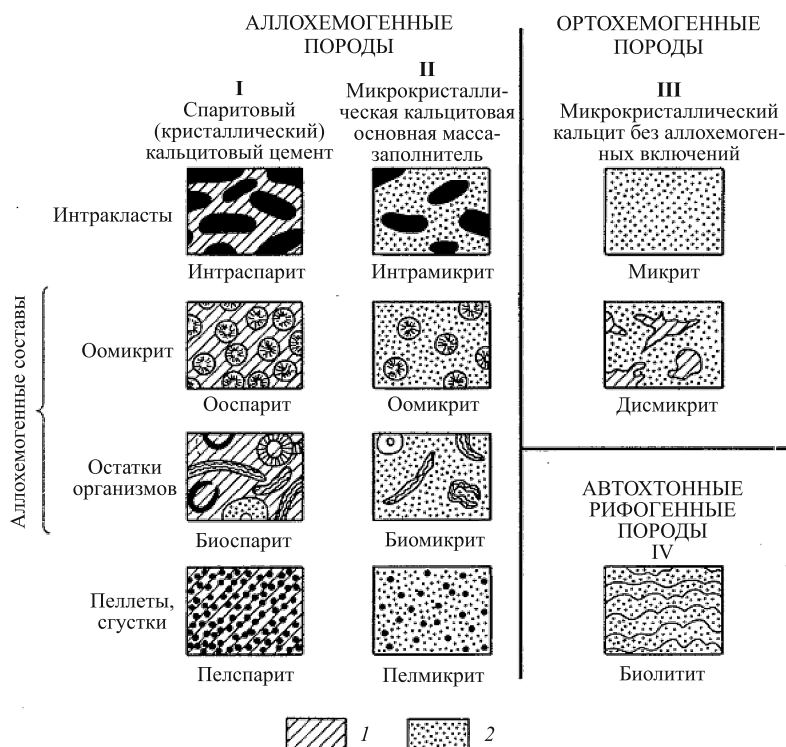


Рис. 15. Классификация известняков Р. Фолка (по: Уилсон, 1980):

1 — спаритовый (кристаллический) кальцит; 2 — микрокристаллический кальцит.

минифер, кокколитов и частей скелетов водорослей, биокластического материала, тонких кристаллических продуктов, возникших в результате физико-химических, микробиальных, биохимических процессов, в том числе на стадии гальмиролиза, син- и диагенеза. Перечисленные компоненты из-за их размеров под оптическим микроскопом распознать невозможно. Размерные границы микрита в некоторых типах известняков сдвинуты до 0,01 мм (Flügel, 2004).

Основные типы зерен — это интракласты (обломки), оолиты, биоморфные зерна и пеллеты. По классификации Р. Фолка известняки подразделяются на аллохемогенные (сложенные аллохемами с микритовым или спаритовым цементом), ортохемогенные (микритовые) и автохтонные (биолититовые), сложенные рифообразующими организмами. Название аллохемогенных известняков дается в зависимости от типа зерен и цементирующего вещества, например ооспарит, интраспарит, пелспарит, биоспарит, оомикрит, пелмикрит и т.д. Ортохемогенные известняки — породы, нацело состоящие из микрита. Микритовые разновидности с единичными кристаллами (результат раскристаллизации тонкодисперсного карбоната) называются дисмикритом.

Схема Р. Фолка удобна в силу простоты названий пород, которые определяются исключительно структурным типом зерен и степенью раскристаллизации цемента,

Таблица 7. Классификация карбонатных пород Р. Ж. Данхэма (по: Dunham, 1962)

Первично-осадочная структура распознаваема					Первичная структура не распознаваема
Первичные компоненты не были скреплены во время отложения				Первичные компоненты были скреплены во время отложения	Кристаллические карбонатные породы Разделяются по физическим показателям структурных элементов: размеру, морфологии кристаллов и др.
Порода содержит ил (частицы пелитовой или мелкоалевритовой размерности, < 0,02 мм)			Порода не содержит ила и состоит из опирающихся друг на друга зерен	Автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осадчения; остатки организмов находились в процессе роста	
Опорой породы является ил		Зерна опираются друг на друга			
Зерен менее 10 %	Зерен более 10 %				
Мадстоун	Вакстоун				

но ее использование затруднено при сложном смешанном составе структурных компонентов и смешанном типе цементации.

Классификационная схема Р. Данхэма представлена в табл. 7. Следует отметить, что ее используют в том случае, когда отчетливо фиксируются седиментационные структуры пород. Такие известняки подразделяются на автохтонные рифогенные с различными каркасными структурами и известняки с форменными зернами/компонентами (аллохемами): оолитами, пеллетами, раковинами, их детритом и др., пространство между которыми может быть заполнено илом или нет. В зависимости от количественного соотношения форменных зерен и ила и других признаков порода получает соответствующее название. К форменным зернам относят компоненты с размером больше 0,02 мм, к частицам ила — меньше 0,02 мм, хотя генезис их может быть одинаков (например, раковины организмов). В дальнейшем классификация Р. Данхэма была детализирована, что нашло отражение в появлении новых структурных типов известняков в рамках данной схемы (Систематика..., 1998).

Под автохтонными известняками понимаются каркасные постройки (водорослевые, коралловые, кораллово-мшанковые и др.).

2.3. Вторичные (постседиментационные) изменения

Постседиментационные изменения карбонатных пород многообразны и проявляются в:

- 1) перекристаллизации карбонатных минералов, сопровождающейся структурной перестройкой породы;
- 2) появлении новых аутигенных карбонатных минералов и их перекристаллизации;

- 3) выщелачивании, нередко многократном;
- 4) появлении новых аутигенных некарбонатных минералов (глауконита, фосфатов, гидроокислов железа и т. д.);
- 5) цементации вследствие перечисленных выше процессов аутигенного минералообразования и перекристаллизации.

Приведем краткую характеристику основных эпигенетических процессов.

Перекристаллизация — это процесс частичного растворения, осаждения, перераспределения вещества, приводящий к изменению структурно-текстурных особенностей породы. Причиной перекристаллизации является стремление вещества к уменьшению поверхностной энергии, что достигается при возрастании величины зерен. Таким образом, перекристаллизация заключается в изменении размера зерен без изменения химического состава. Характерный процесс представляет собой замещение тонкокристаллического микритового карбонатного вещества яснокристаллическим спаритовым. В первично пористых биоморфных, обломочных, оолитовых осадках возникают кальцитовые щетки и крустификационный цемент, регенерационные каемки вокруг зерен.

На перекристаллизацию карбонатных пород большое влияние оказывают примеси глинистого, кремнистого, органического вещества, которые создают вокруг карбонатных зерен непроницаемую коллоидальную пленку и тем самым не только замедляют процессы растворения и перекристаллизации, но и «запечатывают» на ранних стадиях литогенеза имеющиеся в породах пустоты и трещины.

Аутигенное карбонатное минералообразование — характерный вторичный процесс, который выражается в появлении новых карбонатных минералов и обычно сопровождается их перекристаллизацией.

Аутигенными карбонатными минералами стадии диагенеза преимущественно являются арагонит, высокомагнезиальный кальцит, кальцит и доломит. Для более поздних эпигенетических стадий типичны кальцит и доломит. Аутигенные карбонатные минералы проявляются в виде щеток мелких кристаллов на зернах разного происхождения, регенерационных оболочек или участков, сложенных мелкими кристаллами.

Доломитизация — широко развитый в природе процесс постседиментационного образования доломита в результате метасоматического замещения известкового, кремнисто-известкового ила различной генетической природы. Развитие доломитизации, как правило, сопровождается явлениями растворения. В этом заключается причина образования повышенной пористости во вторичных доломитах.

Кальцитизация — замещение доломита и других минералов кальцитом, обрастание регенерационными каемками органических остатков, заполнение кальцитом пор, каверн и трещин разного генезиса в известняках и доломитах под влиянием взаимодействия пород с водами гидрокарбонатно-кальциевого состава. Кальцитизация может происходить метасоматическим путем, когда один минерал замещается другим вследствие химической реакции твердого тела с раствором, и путем заполнения пор, каверн и трещин кальцитом. По кальцитизированным участкам могут впоследствии развиваться пустоты выщелачивания.

Выщелачивание — растворение, происходящее в породах, преимущественно карбонатных, на протяжении всего геологического времени, пока в них циркули-

руют растворители, непрерывно меняющие при этом характер пустотного пространства, величину пористости и степень проницаемости. Процесс сопровождается выносом вещества. Растворение карбонатных пород протекает с различной интенсивностью в карбонатных отложениях разного генезиса. По уменьшению растворимости карбонатные минералы обычно размещаются в следующей последовательности: арагонит — кальцит — доломит — магнезит. Однако не исключена возможность и нарушения этой последовательности, обусловленная специфическим химизмом подземных вод.

Аутигенное некарбонатное минералообразование — процесс образования новых некарбонатных минералов (глауконита, фосфатов, гидроокислов железа, халцедона, кварца, сульфидов и т.д.) в карбонатных породах на диагенетической и катагенетической стадиях. При формировании карбонатные породы могут содержать различные химические примеси — следовательно, возможно и появление новых аутигенных некарбонатных минералов на ранних стадиях преобразования осадка. Эти минералы отражают геохимические условия осадочной среды. Диагенетические аутигенные минералы пигментируют зерна, выполняют полости раковин, крустифицируют зерна различного генезиса, образуют микроагрегаты. Типичные аутигенные минералы диагенеза — гидроокислы железа, фосфаты кальция, глауконит, пирит, халцедон.

На стадии катагенеза аутигенное некарбонатное минералообразование связано с цементацией, заполнением пор пород в результате раскристаллизации растворенного минерального вещества подземных вод, а также с процессами метасоматоза. Характерными процессами эпигенеза являются сульфатизация и окремнение.

Сульфатизация — цементация породы сульфатами (гипсом, ангидритом, целестином, баритом и др.), выполнение ими пор, каверн и трещин, а также метасоматическое замещение ими кальцита, доломита и других минералов. Сульфатизация может происходить на различных этапах литогенеза. Наиболее активно она протекает при значительной минерализации пластовых вод сульфатно-кальциево-магниевого состава.

Многие исследователи считают, что сульфатизация, как правило, отрицательно влияет на формирование коллекторских свойств пород. Но известны случаи, когда интенсивно сульфатизированные трещиноватые доломиты становились пористо-проницаемыми вследствие повышенной трещиноватости и связанными с нею вновь образованными порами выщелачивания, приуроченными к сульфатизированным участкам.

Окремнение — вторичное замещение карбонатных и других минералов или их агрегатов кремнеземом в осадке и в породе и заполнение ими пор, каверн и трещин. Кремнистость характеризуется присутствием кремнезема, который может иметь биогенное и абиогенное происхождение. При воздействии на кремнистые и окремненные породы щелочных вод ($pH > 8$) происходит частичное растворение кремнезема с образованием вторичных пор выщелачивания. Кремнезем придает породам хрупкость и способствует их растрескиванию.

Показатели диагенетической и эпигенетической преобразованности осадков разработаны пока недостаточно. С определенной долей условности ими могут служить размер зерен и степень их прозрачности. Принято считать, что тонкозернистый кальцит и доломит с размером зерен менее 0,01 мм являются первичными,

седиментационными. В стадии диагенеза и эпигенеза происходит их перекристаллизация. Перекристаллизованные зерна имеют размер более 0,01 мм.

Зерна карбонатных минералов, перекристаллизованные в стадии диагенеза, обычно непрозрачны, что объясняется присутствием в них в качестве примеси тонкозернистого, не до конца ассимилированного карбоната и глинистых частиц. Зерна карбонатных минералов, перекристаллизованные в стадии эпигенеза, характеризуются более крупным размером и прозрачностью.

На стадии метагенеза в карбонатных породах продолжают процессы перекристаллизации и укрупнения зерен, от фаунистических остатков сохраняются неопределимые реликты. Для стадии метагенеза характерны мраморизованные известняки и доломиты.

2.4. Пористость карбонатных пород

Характерным признаком, влияющим на свойства известняков и доломитов, является пористость. Учитывая значимость этих пород как коллекторов нефти и газа, при петрографических исследованиях пустотному пространству и формирующим его процессам следует уделять большое внимание.

В зависимости от стадий литогенеза выделяются седиментационные, диагенетические и эпигенетические поры, которые характеризуются определенными морфологическими признаками. Образование седиментационной пористости обусловлено процессами осадкообразования. Пористость, формирующаяся на более поздних стадиях литогенеза, связана прежде всего с перекристаллизацией карбонатного вещества, его доломитизацией, а также выщелачиванием.

Седиментационные поры представляют собой промежутки между тонкими (меньше 0,01 мм) зернами кальцита, доломита в тонкозернистых карбонатных породах хемогенного происхождения или в тонкозернистом цементе карбонатных пород с преобладанием форменных элементов. Размер седиментационных пор меньше 0,01 мм, форма пор изометричная, связь между порами осуществляется с помощью межзерновых каналов, длина которых равна размеру пор или меньше их.

В карбонатных породах с преобладанием форменных элементов первичными седиментационными порами являются промежутки между органическими остатками, их обломками, комками, сгустками, оолитами, обломками пород, не затронутых растворением (межформенные поры). Это мелкие поры: капиллярные (размер 1–2 мкм) и субкапиллярные (<1 мкм). Сообщаются поры посредством межформенных каналов, длина которых не превышает размера пор или микротрещин. Распределяются в породе межформенные седиментационные поры равномерно или неравномерно.

Поры диагенетической перекристаллизации, доломитизации-перекристаллизации — это промежутки угловатой формы между мелкими (0,01–0,05 мм) и средними (0,05–0,25 мм) зернами кальцита или доломита, образующими основную массу породы или цемент карбонатных пород с преобладанием форменных элементов. Стенками пор являются грани кристаллов карбонатных зерен. Размер пор равен или меньше размера порообразующих зерен. Располагаются поры диагенетической перекристаллизации в породе равномерно или неравномерно.

Поры эпигенетической перекристаллизации, доломитизации-перекристаллизации — это промежутки угловатой формы между зернами кальцита или доломита размером примерно 0,20–0,25 мм, составляющими основную массу породы или цементирующее вещество в известняках с преобладанием форменных элементов. Размер пор равен или меньше размера зерен вмещающего карбоната, колеблется от 0,1 до 0,25 мм. Стенками пор являются достаточно ровные грани кристаллов кальцита или доломита, не подвергшихся растворению. Связь между порами осуществляется межзерновыми каналами, длина которых меньше или равна размеру пор. Распределяются поры в породе достаточно равномерно.

Диагенетические и эпигенетические поры выщелачивания связаны с растворением и выносом карбонатного вещества из осадков и пород. Форма пор выщелачивания самая разнообразная. Размер пор обычно больше или равен размеру форменных элементов (0,05–1 мм), пустоты более 1 мм относятся к кавернам.

В шлифах можно установить роль вторичных процессов в формировании порового пространства. Это достигается путем количественных замеров интенсивности проявления процессов и связанной с ними пористости (открытой и «залеченной») в разных литологических разностях по разрезу и площади распространения исследуемых отложений. Количественный подсчет вторичных процессов и связанной с ними пористости производится с применением сетки окуляр-микрометра. Интенсивность проявления процесса оценивается площадью шлифа, захваченной этим процессом, и выражается в процентах от общей площади шлифа.

2.5. Схема петрографического описания

При петрографическом изучении шлифов карбонатных пород определяются следующие параметры.

1. Цвет породы в проходящем свете.
2. Структурные компоненты породы — процентное соотношение структурных зерен и цемента (заполнителя).
3. Характеристика структурных зерен породы.
 - 3.1. Структурный тип зерен (обломочные, биоморфные, оолиты, др.). Все зерна, образующие каркас породы, принимаются за 100 % и с помощью сетки окуляр-микрометра рассчитываются содержания каждого структурного типа.
 - 3.2. Размер зерен, степень их окатанности для обломочных, степень сохранности для биоморфных (цельноскелетные, биодетритовые, шламовые).
 - 3.3. Для биоморфных компонентов по возможности устанавливается их видовая принадлежность.
 - 3.4. Для сфероагрегатов указываются их отличительные морфометрические признаки.
 - 3.5. Минеральный состав зерен — определение процентного соотношения различных карбонатных и некарбонатных минералов.
4. Характеристика цемента.
 - 4.1. Количество и тип цемента (базальный, открытый поровый, закрытый поровый, пленочный).

- 4.2. Характеристика распределения цемента в породе (равномерное или неравномерное — островное, точечное и др.).
- 4.3. Степень дисперсности и кристалличности (цемент пелитоморфный, микрозернистый, пойкилитовый и т. д.).
- 4.4. Минеральный состав цемента или нескольких цементов.
- 4.5. Характер взаимодействия с зернами породы (независимая цементация, деструктивная, конструктивная).
5. Микротекстуры породы (седиментационные — слоистые, массивные; эпигенетические — стилолитовые, трещинные и др.).
6. Совокупность вторичных процессов и их очередность.
 - 6.1. Определение вторичного процесса (перекристаллизация, доломитизация, кальцитизация, сульфатизация, окремнение).
 - 6.2. Количественная оценка степени преобразованности породы вторичными процессами, каждым в отдельности и в совокупности. Количественный подсчет вторичных процессов производится с применением окуляр-микрометра. Интенсивность проявления процесса оценивается площадью шлифа, захваченной этим процессом, и выражается в процентах от общей площади шлифа.
7. Оценка пористости породы.
 - 7.1. Описание морфологии порового пространства, характеристика равномерности/неравномерности распределения пор.
 - 7.2. Количественный подсчет пористости. Для получения параметров пористости породы оцениваются количественные соотношения в ней зерен, цемента и пустотного пространства. Полная пористость определяется по отношению площади пор к площади шлифа (%). Коэффициент заполнения цементом рассчитывается по следующей формуле:

$$K_3 = S_{\text{ц}} / (S_{\text{ц}} + S_{\text{п}}),$$

где K_3 — коэффициент заполнения, $S_{\text{ц}}$ — площадь цемента, $S_{\text{п}}$ — площадь пор.

- 7.3. Определение меры влияния вторичных процессов на коллекторские свойства породы. При подсчете пористости, связанной с каким-либо процессом, в числителе указывается суммарная площадь пор данного генезиса, в знаменателе — суммарная площадь шлифа, захваченного этим процессом.

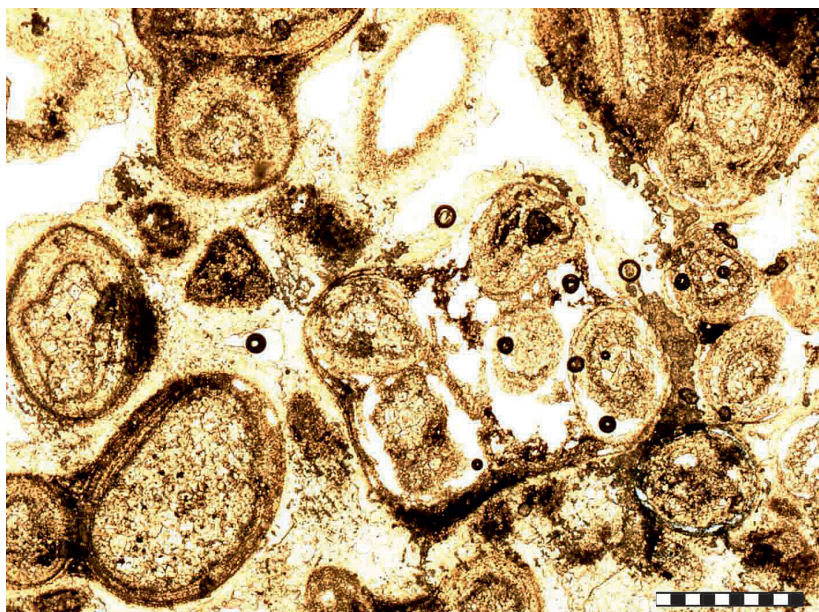
На основе петрографического описания дается полное развернутое название породы, включающее ее структурный вид и вещественный состав, приводится краткое заключение о генезисе. Ниже приведены примеры описания карбонатных пород.

1. *Название породы.* Комковато-оолитовый доломит (рис. 16).

Макроскопическое описание. Карбонатная порода желтовато-белого цвета, вскипающая в порошке при воздействии соляной кислоты. Структура породы оолитовая, текстура массивная.

Микроскопическое описание. Основная масса породы бесцветная, зерна желтовато-бурые. Структурный тип зерен породы представлен: оолитами (65 % от общей площади зерен) и комками, образованными сцементированными оолитами (35 %). Зерна составляют 55 % от площади шлифа, цемент — 20 %, поры выщелачивания и перекристаллизации — 25 %.

a



б

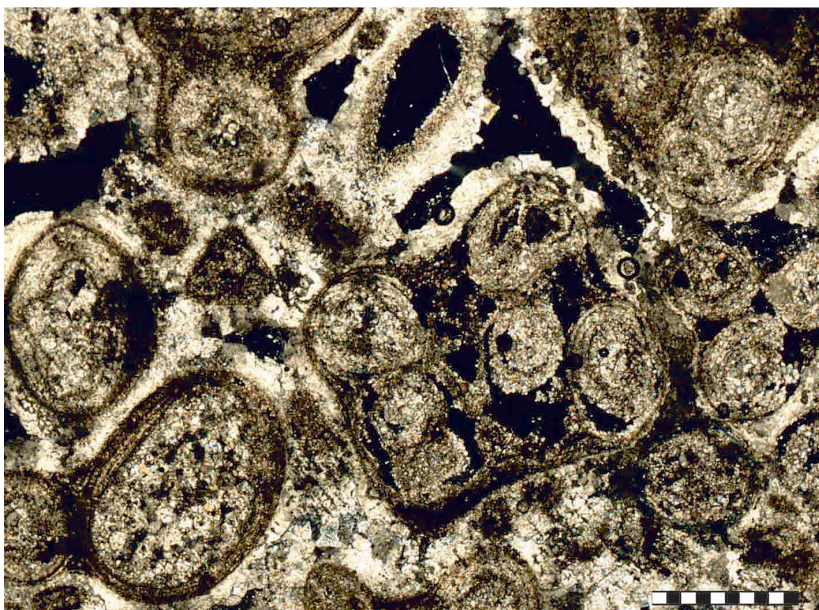


Рис. 16. Комковато-оолитовый доломит (шлиф):
а — николи ||, б — николи \times . Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

Форменные структурные компоненты. Оолиты — основные структурные зерна породы — это сфероагрегаты концентрического строения, сложенные пелитоморфным доломитом (микритом). Оолиты образованы по интракластам тонкокристаллических доломитов. Примерно 25 % оолитов имеют выщелоченное ядро — отрицательные оолиты.

Минеральный состав оолитов доломитовый, с тонкодисперсной рассеянной примесью феррогеля (лимонита).

Размер оолитов от 0,25 до 1,50 мм, преобладают оолиты с размером 0,35 мм. Форма оолитов преимущественно сферическая.

Комковатые зерна представлены несколькими отдельными оолитами, сцементированными и вторично оолитизированными. Размер комков 0,8–1,5 мм. Состав доломитовый.

Цемент породы базальный, от тонкокристаллического (с размером кристаллов менее 0,03 мм) до яснокристаллического (спаритового). По составу доломитовый.

Микротекстура породы массивная.

Вторичные изменения проявлены в выщелачивании и перекристаллизации. Выщелачивание охватывает около 20 % от площади шлифа, проявлено в виде пор выщелачивания в цементе породы и внутри оолитов. Процесс перекристаллизации проявлен на 70–75 % площади шлифа. Доломит представлен ромбоэдрами, размеры кристаллов соизмеримы между собой (распознаются при увеличении объектива 20х). Перекристаллизация цемента приводит к образованию пор перекристаллизации.

Пористость выщелачивания составляет около 10 %, пористость перекристаллизации — 15 %.

Генезис. Порода сформирована в морских условиях со слабым воздействием динамических процессов. Механизм формирования механогенно-хемогенный. Массивная текстура породы и преобладающая псаммитовая размерность зерен могут свидетельствовать об относительно быстром накоплении осадка. Стадиальные процессы выражены в интенсивном выщелачивании и перекристаллизации. Возможно, эти процессы протекали одновременно.

2. *Название породы.* Каркасный водорослевый доломитовый известняк (рис. 17).

Макроскопическое описание. Карбонатная порода желтовато-белого цвета, вскипающая при воздействии соляной кислотой. Структура породы каркасная водорослевая, текстура массивная.

Микроскопическое описание. Основная масса породы желтовато-бурая. Порода представлена водорослевым микритовым каркасом (60–65 % от площади шлифа), поры составляют 35–40 %.

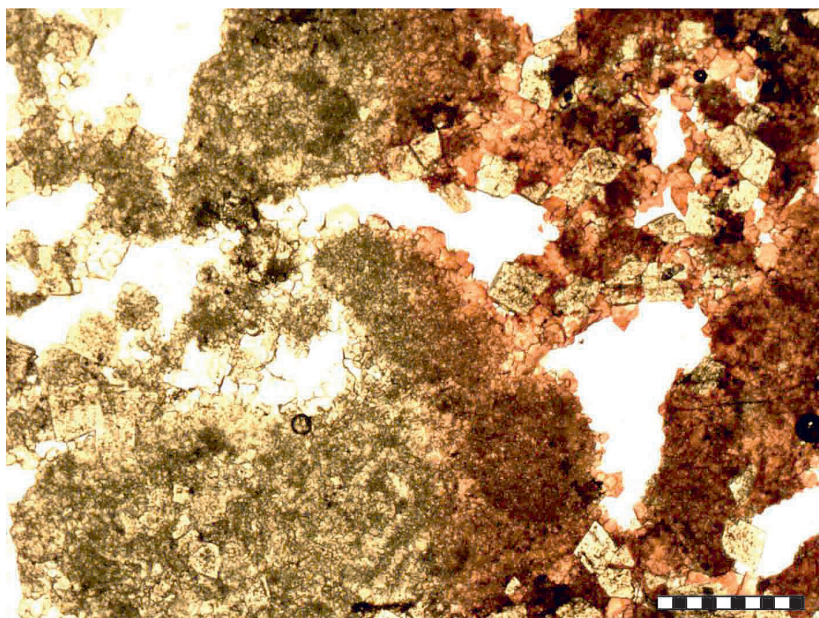
Водорослевый каркас представляет собой микритовую и сгустково-микритовую массу. Минеральный состав известковый (кальцитовый), желтовато-буроватый цвет породы обусловлен примесью рассеянных битумов.

Окрашивание породы ализариновым красным позволило оценить содержание кальцита и доломита, а также отчетливо разделить вторичные процессы на перекристаллизацию и доломитизацию. Содержание доломита около 30 %, минерал вторичный.

Микротекстура породы массивная.

Вторичные изменения проявлены в выщелачивании, перекристаллизации и доломитизации. Оценить процесс выщелачивания сложно, так как нельзя быть уверенным в доле первичной пористости от объема породы. Если условно принять, что первоначально вся порода представляла собой однородную сгустково-микритовую массу, то проявленное в породе выщелачивание составляет около 30 % от площади шлифа. Перекристаллизация проявлена в крустификации по микриту

а



б

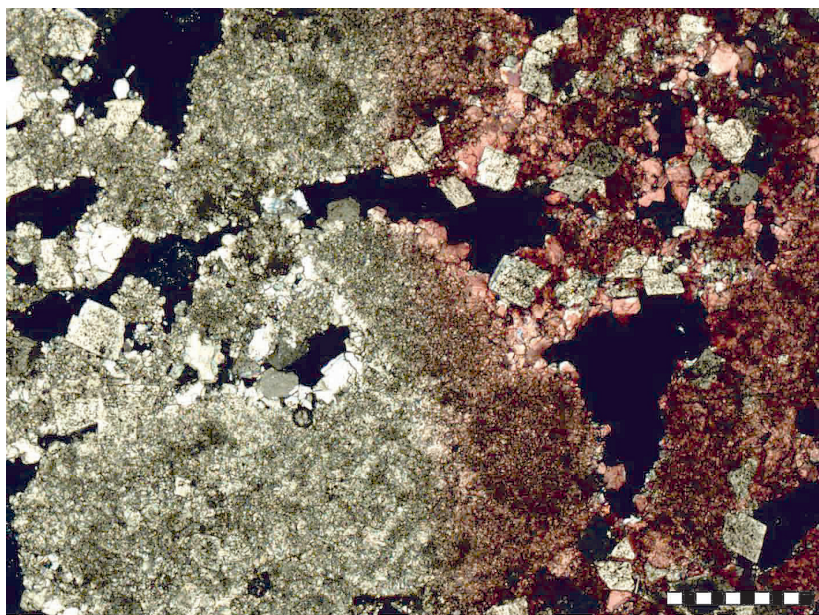


Рис. 17. Каркасный водорослевый доломитовый известняк (половина шлифа окрашена ализариновым красным):

а — николи ||, б — николи \times . Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

и составляет около 15 %. Доломитизация развита по всей площади породы — около 30 % от площади шлифа.

Пористость. Суммарный результат трех процессов — высокая пористость породы

Генезис. Порода сформирована в мелководных морских условиях со слабым воздействием динамических процессов. Механизм формирования биогенный-биохемотрогенный. Стадиальные процессы выражены в выщелачивании, перекристаллизации и доломитизации. Первый наложенный процесс — выщелачивание, второй — перекристаллизация (по-видимому, близкий по времени к первому) и заключительный — доломитизация.

3. *Название породы.* Пеллетовый доломит (рис. 18).

Макроскопическое описание. Карбонатная порода желтовато-белого цвета, вскипающая в порошке при воздействии соляной кислотой. Структура породы пеллетовая, текстура массивная.

Микроскопическое описание. Основная масса породы бесцветно-буроватая. Структурный тип зерен породы представлен пеллетами (100 % от общей площади зерен). Пеллеты составляют 75 % от площади шлифа, цемент — 10 %, поры перекристаллизации — 15 %.

Форменные структурные компоненты. Пеллеты представляют собой овальные пустоты, сложенные пелитоморфным доломитом. Бурая окраска обусловлена примесью рассеянных битумов. Размер пеллет 0,1–0,15 мм.

Цемент породы составляет около 10 %. Цемент открыто-поровый, конструктивный — проявлены процессы крустификации по пеллетам. По составу цемент доломитовый. Крустификация по зернам — результат перекристаллизации первичного тонкокристаллического доломита.

Посередине шлифа наблюдается микротрещина, заполненная битумом. По трещине развиваются вторичные кристаллы доломита и ангидрита. Содержание ангидрита от площади шлифа менее 5 %.

Микротекстура породы массивная.

Вторичные изменения проявлены в перекристаллизации, сульфатизации и микротрещиноватости. Перекристаллизация доломита охватывает около 35–40 % от площади шлифа, проявлена в виде крустификации по пеллетам и развитию кристаллов доломита по микротрещине. Сульфатизация проявлена вдоль трещины, содержание ангидрита 4–5 %. Микротрещина единична, проходит через весь шлиф, раскрытие — 0,01–0,03 мм, заполнена черным битумом.

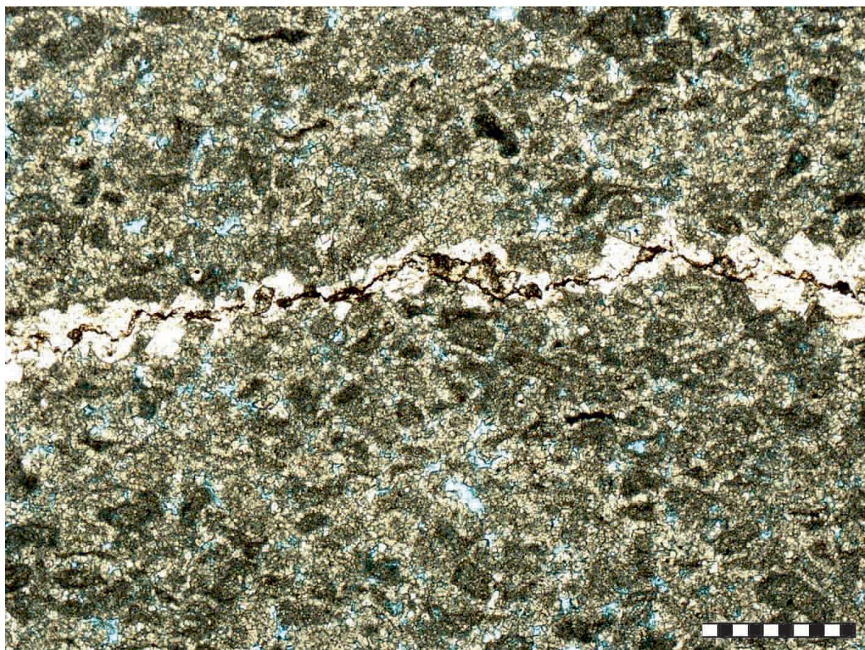
Пористость перекристаллизации составляет около 15 %. Трещинная пористость — около 0,2 %.

Генезис. Порода сформирована в морских условиях. Механизм формирования механогенно-биохемотрогенный. Главный стадиальный процесс — перекристаллизация, которая увеличивает хрупкость породы и способствует образованию микротрещин. Последующий процесс — дополнительная перекристаллизация доломита и сульфатизация по микротрещинам.

4. *Название породы.* Полидетритовый известняк (рис. 19).

Макроскопическое описание. Карбонатная порода желтовато-белого цвета, вскипающая при воздействии соляной кислотой. Структура породы полидетритовая, текстура массивная.

a



б

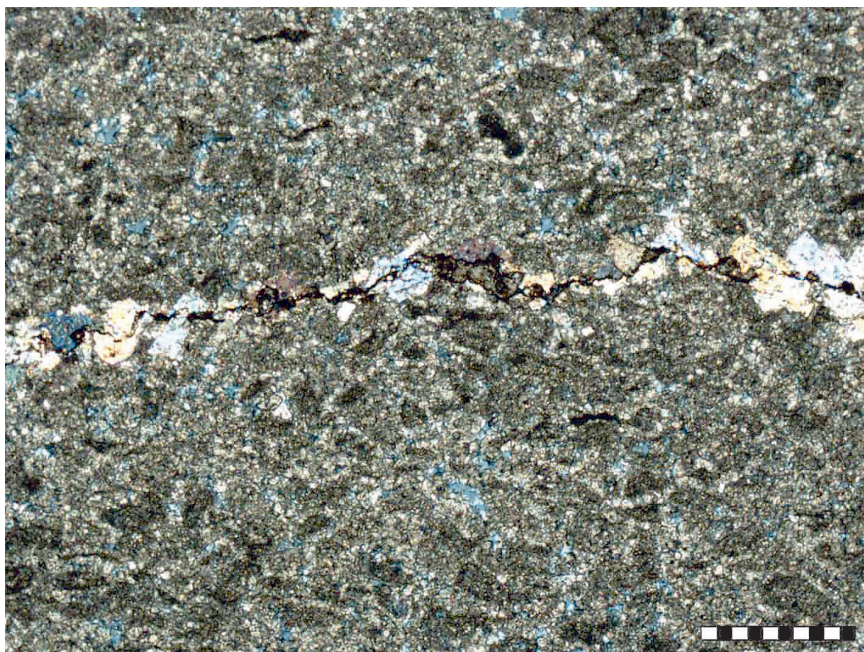
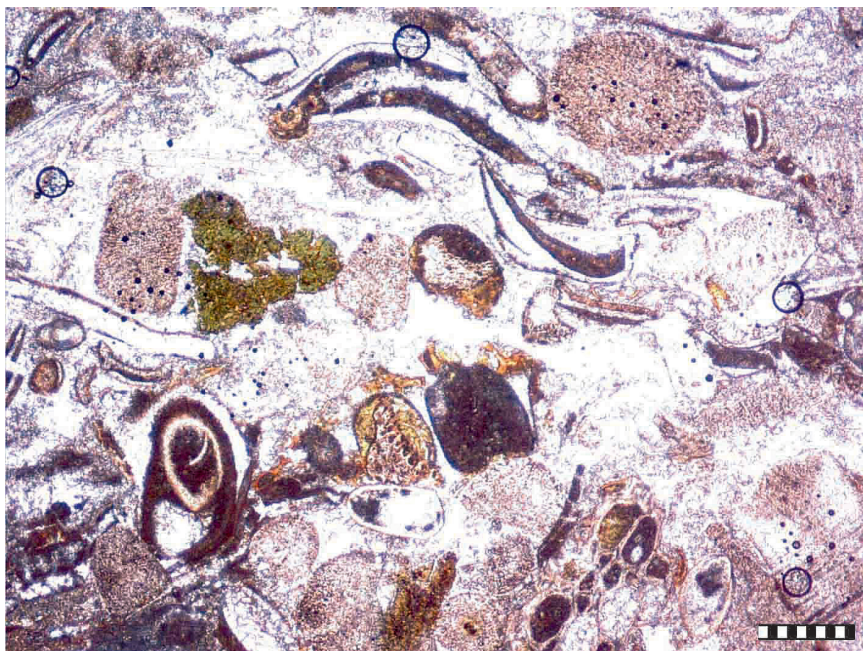


Рис. 18. Пеллетовый доломит (шлиф пропитан смолой голубоватого цвета для определения открытой пористости):

a — николи ||, *б* — николи \times . Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

а



б

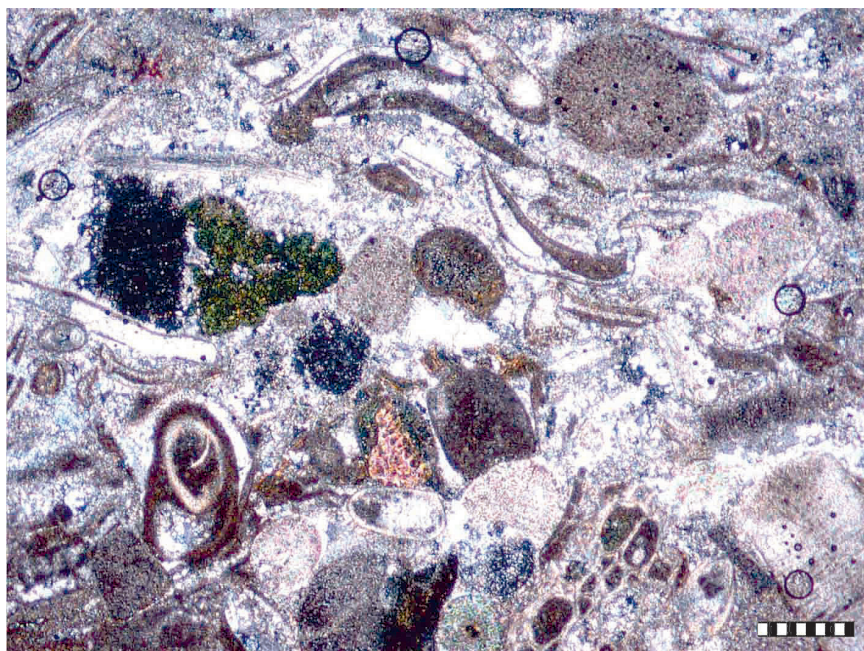


Рис. 19. Полидетритовый известняк (шлиф):
а — ник. ||, б — ник. \times . Увел. 25х, масштаб линейки 0,5 мм.

Микроскопическое описание. Основная масса породы бесцветная, зерна желто-буро-бурые, редкие зерна — зеленые. Структурные типы зерен породы представлены: целыми раковинами фораминифер (5 % от общей площади зерен), детритом мшанок (20 %), криноидей (45 %), двустворчатых моллюсков (20 %) и агрегатами глауконита (меньше 3–5 %). Биодетрит, трудно определимый петрографически, составляет 5–7 %, а зерна — 75 % от площади шлифа, матрикс — 20 %, поры выщелачивания — около 5 %.

Форменные структурные компоненты. Раковины фораминифер при общей сохранности скелетного каркаса не сохраняют внутренней структуры. Внутри форменных элементов развиты процессы перекристаллизации. Размер — 0,1–0,5 мм.

Детрит мшанок характеризуется размером от 0,5 до 0,8 мм; криноидный детрит — от 0,2 до 0,5 мм. Обломки двустворчатых моллюсков вытянуты вдоль напластования, имеют размер от 0,3 до 1,0 мм. Неопределенные фрагменты — микритовые, с плохой морфологической сохранностью, размером от 0,2 до 0,35 мм. Минеральный состав скелетных остатков известковый. По биодетриту наблюдается развитие ангидрита (меньше 2 % от площади шлифа).

Агрегаты глауконита имеют неправильную форму, размером 0,3–0,5 мм, по ним развиваются гидроокислы железа, придавая буроватую окраску.

Матрикс — базальный, микритовый. По составу кальцитовый.

Микротекстура породы субгоризонтальнослоистая.

Вторичные изменения проявлены в выщелачивании, перекристаллизации и очень слабо выраженных процессах доломитизации и сульфатизации.

Выщелачивание проявлено в микритовом матриксе, поры выщелачивания (около 5 %) имеют изометрическую форму с диаметром около 0,25 мм. Перекристаллизация биодетрита охватывает около 40 % площади шлифа.

Вторичный доломит, представленный ромбоэдрами, по содержанию не превышает 5 %, развивается по микритовому матриксу.

Вторичный ангидрит диагностирован по единичным трудно определимым зернам, его содержание не превышает 2 % от площади шлифа.

Генезис. Порода сформирована в мелководных морских условиях. Механизм формирования механогенно-биогенный. Преобладающая псаммитовая размерность зерен может свидетельствовать об относительно быстром накоплении осадка. Стадиальные процессы выражены в выщелачивании, перекристаллизации, слабой доломитизации и сульфатизации.

5. *Название породы.* Тонкокристаллический битуминозный сидерит (рис. 20).

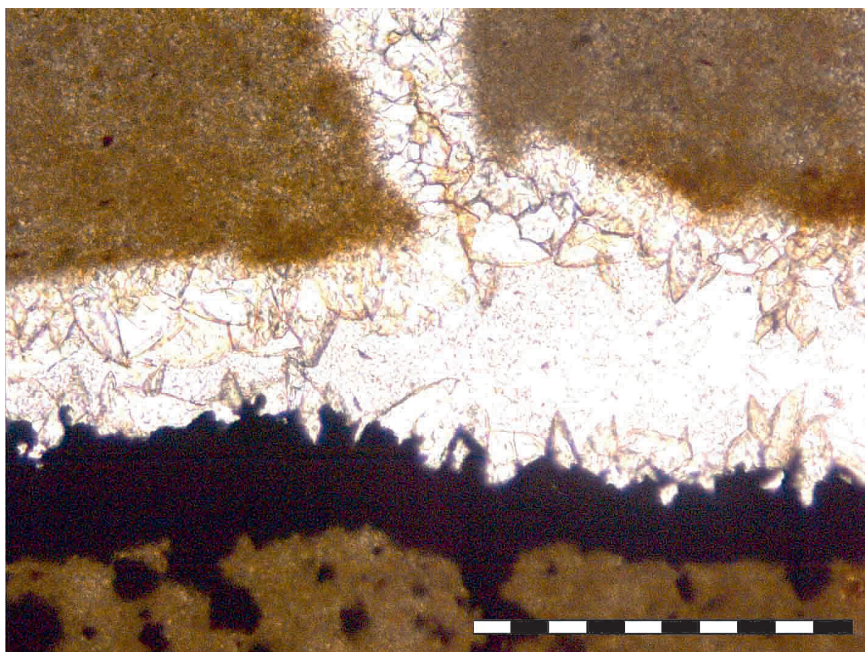
Макроскопическое описание. Конкреция сидерита. Порода бурая, очень слабо вскипающая в порошке при воздействии соляной кислотой. Структура породы кристаллическая, текстура массивная.

Микроскопическое описание. Основная масса породы бурая, микротрещины заполнены прозрачными минералами. Структурный тип зерен породы — кристаллы (100 %).

Кристаллы основной массы породы имеют размеры меньше 0,01–0,02 мм. Минеральный состав диагностирован микрозондовым и рентгенофазовым анализами.

На фоне тонкокристаллической минеральной массы развиты черные пятна битуминизации.

a



б

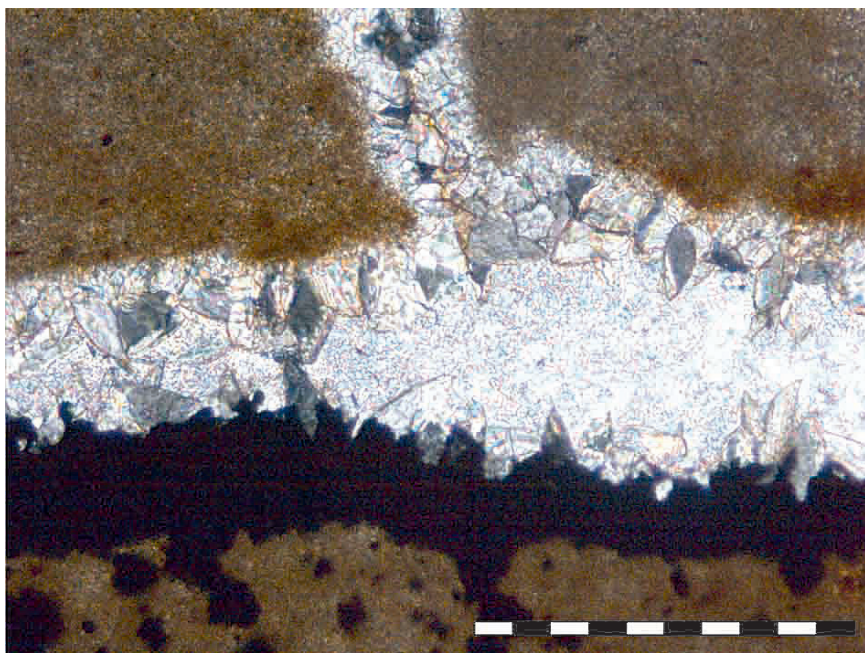


Рис. 20. Тонкокристаллический битуминозный сидерит (шлиф):
a — николи ||, *б* — николи \times . Увел. 100х, масштаб линейки 0,5 мм.

Порода рассечена микротрещинами. Общая протяженность микротрещин в породе — около 45 мм, среднее раскрытие — 0,25 мм. Все микротрещины залечены. По стенкам трещин развиваются кристаллы сидерита — результат перекристаллизации тонкокристаллической массы породы. Пленки желтого битума на кристаллах сидерита указывают на процесс перераспределения углеводородов в ходе перекристаллизации минеральной фазы. Внутреннее пространство микротрещин заполнено кальцитом. Содержание кальцита в породе меньше 5 %.

Микротекстура породы массивная.

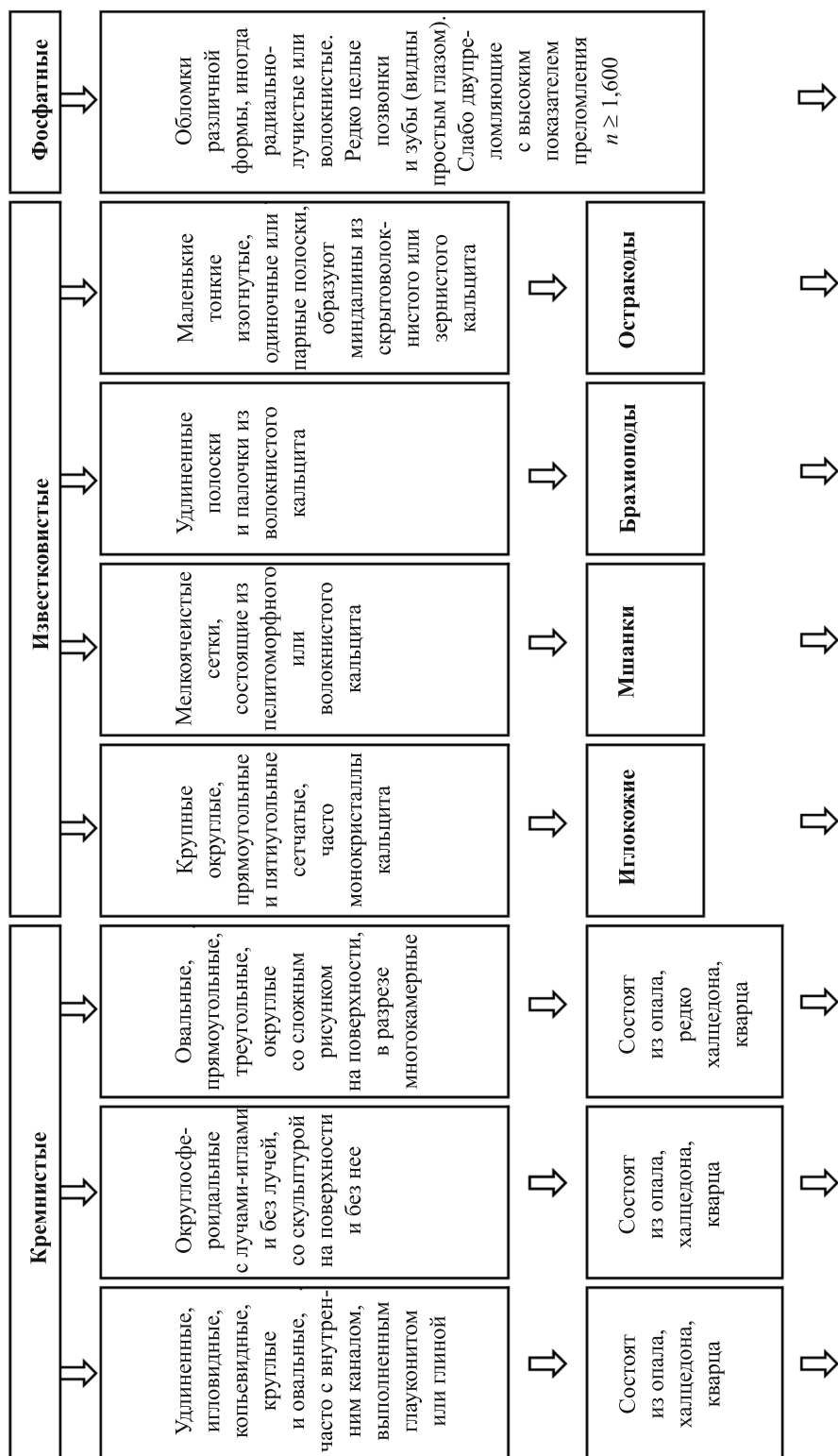
Вторичные изменения. Стадиальная схема вторичных процессов следующая: образование микротрещин, сопровождающееся перекристаллизацией тонкокристаллического сидерита, кальцитизация.

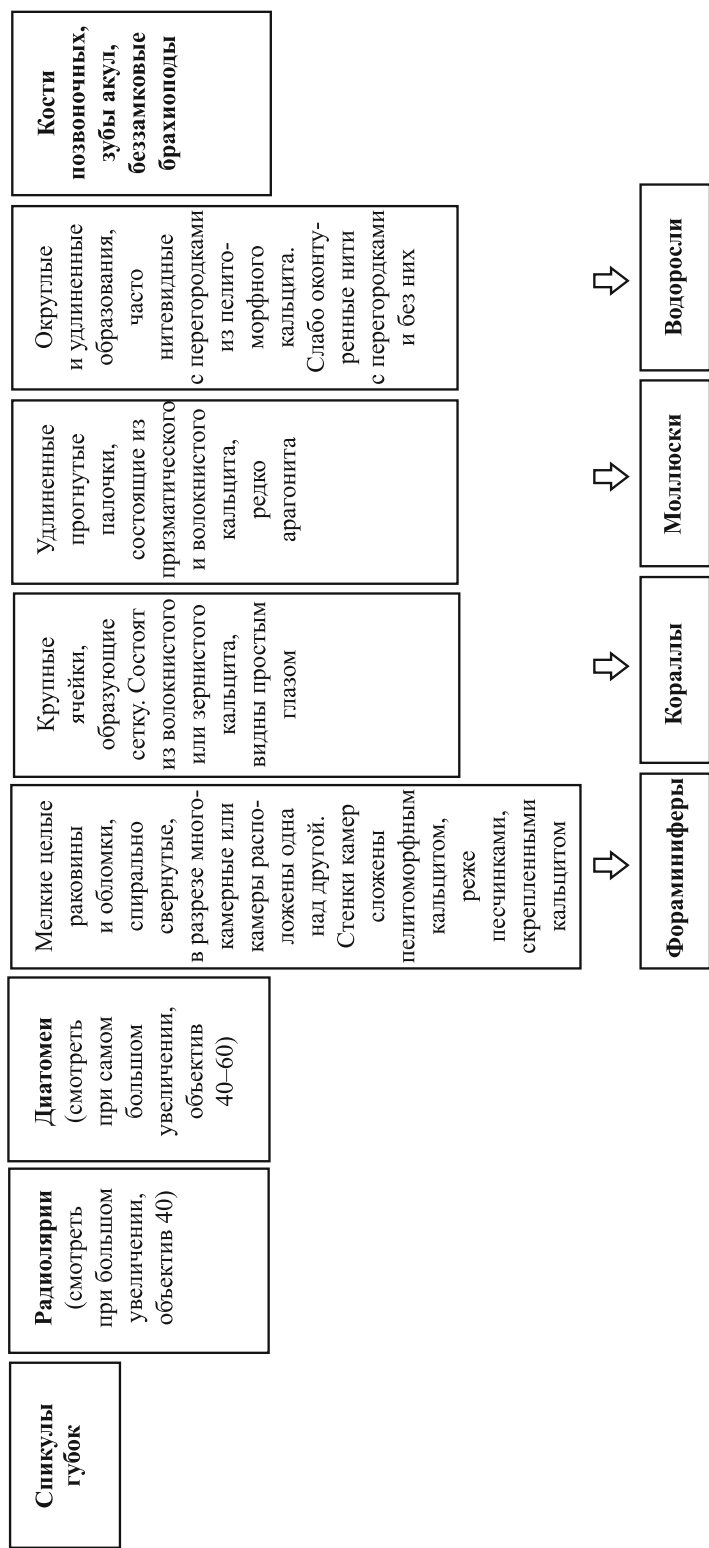
Пористость. Порода плотная, пористость отсутствует.

Генезис. Порода сформирована, по-видимому, в диагенезе, механизм формирования физико-химический.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Схема для определения органических остатков в шлифах осадочных пород*





* Схема содержит основные сведения для первой ориентировки. Для более детального определения следует воспользоваться «Атласом породообразующих организмов (известковых и кремневых)» (Маслов, 1973) и т. п.

Приложение 2. Оптические признаки слоистых алюмосиликатов

Минерал, химическая формула	Форма выделения	Цвет	Показатели преломления	Двупреломление	Удлинение, погасание, другие признаки
Аллофан $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$	Агрегаты, землистые массы	Бесцветный, зеленоватобурый, бледно-голубой	1,47–1,51	0	
Каолинит $Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$	Пластинки, чешуйки, агрегаты, землистая масса	Бесцветный, желтоватобурый	$N_g = 1,560–1,570$ $N_m = 1,559–1,569$ $N_p = 1,553–1,563$	0,006–0,007	Косое погасание (1–4°), положительное удлинение
Иллит $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$	Пластинки, чешуйки, агрегаты,	Бесцветный, желтоватобурый, бурый	$N_g = 1,598–1,574$ $N_p = 1,544$	0,030–0,035	Не диагностируется
Серицит (микрочешуйчатая разновид. мусковита) $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Чешуйки, листочки	Бесцветный	$N_g = 1,580–1,600$ $N_p = 1,550–1,560$	0,030–0,040	Прямое погасание, положительное удлинение
Гидробиотит $K(Mg,Fe)_6(Si,Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$	Чешуйки, листочки	Бурый, желто-зеленый	$N_g = 1,600–1,630$ N_m до 1,582 N_p выше 1,560	0,035–0,045	Прямое погасание, положительное удлинение
Глауконит $(K,Na,Ca) \cdot (Fe^{3+},Mg,Fe^{2+},Al)_3[(Al,Si)_3Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$	Агрегаты из мельчайших чешуек, пластинки	Зеленый, желто-зеленый, буровато-зеленый	$N_g = 1,570–1,660$ $N_p = 1,545–1,630$	0,022–0,030	В скрещенных николях не меняет зеленой окраски

Группа хлоритов $(\text{Mg, Fe})_3(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Пластинки, чешуйки, реже агрегаты	Зеленый, темно-зеленый, розовый, фиолетовый	$N_m = 1,570-1,660$	0,003–0,025	Преимущественно пологитное удлинение, погасание прямое или слабо косое, прямая схема плеохроизма для пеннина, делесита, торингита, шамозита и обратная для клинохлора и амезита
Монтмориллонит $(\text{Na, Ca})_{0,33}(\text{Al, Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Чешуйки, пластинки, волокна, агрегированная масса	Бесцветный	$N_g = 1,530-1,565$ $N_m = 1,513-1,565$ $N_p = 1,487-1,543$	0,020–0,025	Погасание прямое, удлинение пологитное
Нонтронит $\text{Fe}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Волокна, чешуйки	Светло-желтый, желто-зеленый, бурый	$N_g = 1,585-1,655$ $N_m = 1,585-1,650$ $N_p = 1,560-1,625$	0,020–0,030	Погасание прямое, удлинение пологитное
Мусковит $\text{KAl}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Пластинки, чешуйки	Бесцветный	$N_g = 1,588-1,615$ $N_m = 1,615-1,611$ $N_p = 1,552-1,72$	0,036–0,040	Псевдоабсорбция
Бiotит $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH, F})_2$	Пластинки, чешуйки	Коричневый, желто-коричневый	$N_g = 1,600-1,660$ $N_m = 1,600-1,660$ $N_p = 1,560-1,600$	0,040–0,060	Плеохроизм в желто-коричневых тонах

Приложение 3. Диагностические свойства рудных минералов

Минералы						
Признаки	«Феррогель», лимонит или гидрогетит	Лепидокрокит	Гётит	Гематит	Магнетит	Марказит, пирит
Состав	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, или $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, или FeOON	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, или HFeO_2	Fe_2O_3	Fe_3O_4	FeS_2
N_g	Изотропен, $n = 2,0$	2,51	2,39–2,41			
N_m		2,2	2,39–2,41			
N_p		1,94	2,26–2,28			
$N_g - N_p$		0,57	0,133–134			
$2V$		(–)83°	(–)20°			
Цвет	Непрозрачен	В тонких срезах просвечивающих красный и желтый	Красный, желто- бурый, желто- оранжевый	Непрозрачен	Непрозрачен	Непрозрачен
Плеохроизм		Сильный (в отличие от гётита)	Слабый			

Цвет в отраженном косом освещении	Ржаво-коричневый, в тонких срезах просвечивает желто-бурым цветом			От железочерного до ярко-красного, переходит в гидрогематит	Железочерный с металлическим блеском с синеватой побежалостью	Соломенно- желтый с металлическим блеском
Погасание		Прямое $N_p = a$, $N_m = c$				
Слайность	Нет	Совершенная по (010), менее совершенная по (100) и (001)	Совершенная по (010)			
Формы выделения		Ромбический тонко чешуйчатый, волокнистый	Ромбический, игольчатый или волокнистый, часто «полукристал- лический»	Обычно пластинчатый, реже ромбоэдриче- ский, часто ультрамикроско- пический, образует псевдоморфозы по магнетиту (мар- тит)	Октаэдрический или ромбододека- эдрический, силь- номагнитный, в осадочных породах редок	Марказит: мелко- зернистые массы, радиально- лучистые агрегаты; пирит: кубические и октаэдрические кристаллы, в оса- дочных породах редок

Литература

- Геологический словарь. Т. II / под ред. А. Н. Криштофовича. М., 1955. 446 с.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. М.; Л., 1933. С. 3–22.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследований). М., 1984. 416 с.
- Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород. Л., 1986. 240 с.
- Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: «Наука», 1973. 269 с.
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). М., 1954. 464 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1969. 704 с.
- Селли К. Введение в седиментологию. М., 1981. 370 с.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб., 1998. 352 с.
- Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ., М.: «Недра», 1980, 463 с.
- Условия образования, свойства и минералы осадочных пород. Т. 1 / под общ. ред. В. Б. Татарского. Л., 1958. 488 с.
- Фролов В. Т. Литология. Т. 1. М., 1992. 336 с.; Т. 2. М., 1993. 440 с.
- Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969. 248 с.
- Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., 1987. 269 с.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1948. 416 с.
- Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: Classification of carbonate rocks // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. Vol. 1. P. 108–121.
- Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. 975 p.
- Folk R. L. Practical petrographic classification of limestone // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. Vol. 43. P. 1–38.